



# Développement et application du modèle SiSPAT-RS à l'échelle de la parcelle et dans le cadre de l'expérience alpilles ReSeDA

Jérôme Demarty

## ► To cite this version:

Jérôme Demarty. Développement et application du modèle SiSPAT-RS à l'échelle de la parcelle et dans le cadre de l'expérience alpilles ReSeDA. Physique [physics]. Université Paris-Diderot - Paris VII, 2001. Français. NNT : . tel-00004245

**HAL Id: tel-00004245**

**<https://theses.hal.science/tel-00004245>**

Submitted on 20 Jan 2004

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**UNIVERSITÉ PARIS 7 – DENIS DIDEROT**  
**UFR de PHYSIQUE**

## **THÈSE**

pour l'obtention du Diplôme de  
Docteur de l'Université Denis Diderot de Paris 7

Spécialité : Méthodes Physiques en Télédétection

présentée par

**Jérôme DEMARTY**

**Développement et application du modèle SiSPAT-RS  
à l'échelle de la parcelle dans le cadre de l'expérience  
Alpilles ReSeDA**

Soutenu publiquement le 17 Décembre 2001 devant la  
Commission d'examen composée de :

Mme Isabelle Braud	Examineur
M. Gérard Dedieu	Examineur
M. Jean Pierre Frangi	Directeur de thèse
M. Claude Klapisz	Examineur
Mme Catherine Ottlé	Directeur de thèse
M. Bernard Saugier	Rapporteur
M. Bernard Seguin	Rapporteur







à la mémoire de Lulu,  
à la douceur de Caro.



## Avant propos

J'ai toujours imaginé que la rédaction de cette page me serait particulièrement savoureuse. La cerise sur le gâteau en quelque sorte... Au cours de ces 3 années, j'ai longuement eu le loisir d'imaginer cet instant. C'était un bon leitmotiv qui m'a porté dans les bons comme dans les moments les plus durs. Pourtant à cet instant, je dois avouer que le doux sentiment de saveur escompté est légèrement entaché d'une pointe de nostalgie. Certains souvenirs affluent en moi au moment même où je franchis la ligne... Il n'est pas si aisé de ponctuer 3 années riches en rencontres et en apprentissage ; et ceci malgré un nouveau quotidien nettement plus enviable que ces derniers mois de labeur. C'est donc dans un état d'esprit mitigé que je rédige ces quelques lignes afin de remercier toutes les personnes qui ont contribué implicitement ou explicitement à l'ensemble de ce travail.

Ma première pensée ira tout droit à mon grand père, qui en quittant le navire il y'a de cela quelques années, a oeuvré bien malgré lui à mon passage vers le monde des grands. Mais il y'a aussi tous ces moments antérieurs à la rupture...ces moments que seuls les enfants perçoivent. Le paradoxe tient du fait, qu'en étant et qu'en partant Lulu, sans toi tout cela ne serait rien...

Mes pensées suivantes iront aux deux initiateurs de ce travail. Aussi, je tiens à remercier chaleureusement Jean Pierre Frangi et Catherine Ottlé qui m'ont permis d'effectuer une thèse dans les meilleures conditions scientifiques et financières qui soient. Après quelques déboires en fin de DEA, c'est bel et bien grâce à vous que j'ai pu rebondir vers de nouveaux horizons et faire ce qui me tenait vraiment à cœur. J'ai toutefois une attention particulière envers Catherine qui a consacré une part importante de son temps et de son énergie à ma formation. Catherine, je te dois énormément sur le plan du savoir, de la rigueur que de l'honnêteté scientifique. J'espère sincèrement être digne de toi dans les années à venir.

Je tiens aussi à remercier les divers membres du jury qui ont consacré une part importante de leur temps à la lecture et à l'évaluation de ce travail. Ainsi, merci aux deux rapporteurs, Bernard Seguin et Bernard Saugier, dont l'ensemble des remarques ont été vraiment constructives et bénéfiques à la rédaction finale de ce document. Merci à Isabelle Braud pour m'avoir fourni l'outil principal d'investigation de ce travail, pour m'y avoir initié et pour avoir toujours su répondre de manière pédagogique à mes interrogations. Enfin, merci à Gérard Dedieu et Claude Klapisz d'avoir bien voulu respectivement endosser les rôles d'examineur et de président du Jury.

De par ses idées lumineuses et toute l'énergie qu'il a dépensée afin de me fournir dans les temps une base de données aussi complète que l'exigeait ce travail, une autre personne a fortement contribué à ce travail. Cette personne, c'est Mister Albert Oliosio ! Reçoit par ailleurs, Albert, toute ma gratitude : je n'oublierai pas toute ta confiance à mon égard au cours de certains passages délicats de ma thèse. Sinon de manière plus personnelle, tu as vu, j'ai fini la rédaction !

Toujours à propos de la base de données, je remercie l'ensemble des différentes personnes qui ont participé directement ou indirectement à la campagne de mesures ReSeDA Plus particulièrement, merci à Frédéric Jacob, Monique Dechambre, Nadine Bruguier et Olivier



Marloie avec lesquels j'ai beaucoup interagi à ce sujet. En ce qui concerne les aspects de la modélisation, un grand merci aussi à Cédric Bacour, Marie Weiss et Christophe François. Si je peux me permettre Christophe, ne changes rien ...

Je tiens à remercier l'ensemble des personnes du CETP et du LED qui m'ont accueilli, conseillé mais aussi témoigné leur amitié. Citer 200 personnes ne serait pas raisonnable alors hommage, pour une fois, aux non permanents et aux plus jeunes recrues de ces deux laboratoires: Erwan (et Julie), Marie-Céline, Franck (et Carole), Lidia, Nico, Anne, Daniel, Karine, Majhed, Anne, Patrice, Fasia, Manu, Dom, Luc, Claire, Olivier, Céline, Ronan, Corinne, Pierre, Karima, Alain, Stéphanie, Fouad, Catherine, Mehrez, Sandrine, Radouan, Céline, Denis, Béa, Christophe, Aurélie, Stéphane, Sylvie, David, David, David, David, (macarel!, ça en fait des David), Roch, Kakamin et Thibaud ....ouf !.

Certaines personnes m'ont initié et donné goût au travail de la recherche. L'équipe du CESBio y est pour beaucoup. Je pense en particulier à Jean Philippe Gastellu-Etchegorry, à Valérie Demarez et à Pierre Guillevic. Pierrot, merci aussi pour ton amitié et ta générosité, vieux frère !

J'ai une attention particulière à tous mes amis et à toute ma famille qui ont largement contribué à ma stabilité affective. Se sentir bien entouré, ça aide vraiment à tenir le cap dans les moments les plus durs. Du côté des amis, je pense en bloc à "l'entente" (pour une fois!) Pibrac/Colomiers/Aussonne/Montastruc avec laquelle le mot "fiesta" et "amitié" n'ont pas de prix. Du côté familial, je pense à mes parents qui par leur bienveillance, m'ont toujours conforté dans mes choix et laissé libre de mes actes. Merci aussi à David pour son côté pédagogique à faire pâlir certains professeurs... Tendres pensées à Delphine, Martine, Bénédicte, Michel et Olivier.

Enfin, merci de tout mon cœur à Caroline pour avoir su si discrètement louvoyer entre les moments de déception, de joie, de colère, d'enthousiasme, de dépit, de stress, etc. que je lui ai imposé en fin de parcours. A cette occasion, tu as hérité incontestablement du plus mauvais rôle et il me faut reconnaître, non sans fierté, que tu l'as endossé avec brio. Ton secret, douceur et tendresse à l'état brut ...

Allez, bonne lecture. Et à l'inverse du pastaga, à consommer avec modération...

## Liste des principaux symboles

$A'$	Constante nécessaire au calcul de $r_{cl}$ ( $\approx 100$ )	$m^{-1}.s^{1/2}$
$a_f$	Coefficient du facteur d'écran	-
$a_j, b_j, c_j, d_j, e_j$	Coef. de la conductivité thermique apparente (modèle Laurent)	-
$C_h$	Capacité capillaire	$m^{-1}$
$C_m$	Capacité thermique volumique de la partie minérale	$J.m^{-3}.K^{-1}$
$C_o$	Capacité thermique volumique de la matière organique	$J.m^{-3}.K^{-1}$
$C_{sec}$	Capacité thermique volumique du sol sec	$J.m^{-3}.K^{-1}$
$C_T$	Capacité thermique volumique apparente	$J.m^{-3}.K^{-1}$
$c$	Vitesse de la lumière ( $\approx 3.10^8$ )	$m.s^{-1}$
$c_p$	Chaleur spécifique à pression constante	$J.kg^{-1}.K^{-1}$
$D_{ch}$	Conductivité isotherme de la vapeur	$W.m^{-2}$
$D_{cT}$	Conductivité thermique apparente	$W.m^{-1}.K^{-1}$
$D_{mh}$	Conductivité isotherme de l'eau	$m.s^{-1}$
$D_{mT}$	Diffusivité thermique de la vapeur	$m^2.s^{-1}.K^{-1}$
$D_{vh}$	Coefficient isotherme de diffusion de la vapeur	$m.s^{-1}$
$D_{vT}$	Coefficient de diffusion de la vap. d'eau assoc. au grad. de T	$m^2.s^{-1}.K^{-1}$
$D_w$	Coefficient de diffusion de la vapeur d'eau	$m^2.s^{-1}$
$d$	Hauteur de déplacement	$m$
$d_g$	Diamètre caractéristique des particules du sol	$m$
$d_i$	Diamètre des particules sol	$m$
$E$	Evapotranspiration au dessus du couvert	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
$E_B(\lambda, T)$	Emittance spectrale du corps noir	$W.m^{-3}.sr^{-1}$
$E_B(T)$	Emittance totale du corps noir	$W.m^{-2}$
$E_s$	Evaporation du sol	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
$E_v$	Evapotranspiration de la végétation	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
$E_w$	Evaporation de la partie humide de la végétation	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
$e$	Pression partielle de vapeur d'eau	$Pa$
$G$	Flux de chaleur dans le sol	$W.m^{-2}$
$g$	Accélération de pesanteur ( $\approx 9.81$ )	$m.s^{-2}$
$H$	Flux de chaleur sensible au dessus du couvert	$W.m^{-2}$
$H_s$	Flux de chaleur sensible du sol	$W.m^{-2}$
$H_v$	Flux de chaleur sensible de la végétation	$W.m^{-2}$
$h$	Potentiel matriciel	$m$
$h_{ae}$	Pression d'entrée de l'air (courbe de rétention BC)	$m$
$h_c$	Hauteur du couvert	$m$
$h_g$	Paramètre d'échelle (courbe de rétention VG)	$m$
$h_{g1}, h_{g2}$	Paramètres d'échelle (courbe de rétention VG-Braud)	$m$
$h_p$	Constante de Planck ( $\approx 6.63.10^{-34}$ )	$J.s$
$h_{we}$	Pression d'entrée de l'eau (courbe de rétention BC)	$m$
$J_d$	Flux de chaleur par conduction dans le sol	$W.m^{-2}$
$J_w$	Flux de chaleur sensible associé à la vapeur d'eau	$W.m^{-2}$
$K$	Conductivité hydraulique de l'eau	$s^{-1}$
$K_m, K_h, K_v$	Diffusivités turbulentes associés à $\tau$ , H et LE	$m.s^{-1}$
$K_{sat}$	Conductivité hydraulique à saturation	$m.s^{-1}$
$K_{smat}$	Conductivité hydraulique à saturation de la matrice poreuse	$m.s^{-1}$
$k$	Constante de von Karman ( $\approx 0.4$ )	-
$k_B$	Constante de Boltzmann ( $\approx 1.38.10^{-23}$ )	$J.K^{-1}$

L	Chaleur latente de vaporisation de l'eau	$J.kg^{-1}$
LAI	Indice de surface foliaire	$m^2.m^{-2}$
M	Paramètre de forme (f. distrib. des tailles de particules)	-
m	Paramètre de forme (courbe de rétention VG)	-
$m_1, m_2$	Paramètre de forme (capacité calorifique VG-Braud)	-
n	Paramètre de forme (courbe de rétention VG)	-
$n_1, n_2$	Paramètre de forme (courbe de rétention VG-Braud)	-
$P_{atm}$	Pression atmosphérique	Pa
$P_s$	Précipitations arrivant à la surface du sol	$m.s^{-1}$
p	Facteur de tortuosité	-
$Q_{ms}$	Flux de masse traversant la surface du sol	$kg.m^{-2}.s^{-1}$
q	Humidité spécifique	$kg.kg^{-1}$
$q_a$	Humidité spécifique au niveau de référence $Z_a$	$kg.kg^{-1}$
$q_{av}$	Humidité spécifique au niveau aérodynamique $Z_{av}$	$kg.kg^{-1}$
$q_l$	Densité de flux d'eau liquide dans le sol	$m.s^{-1}$
$q_w$	Densité de flux de vapeur d'eau	$m.s^{-1}$
$q_t$	Densité de flux d'eau total	$m.s^{-1}$
$q_l$	Humidité spécifique à la surface du sol	$kg.kg^{-1}$
R	Constante des gaz parfaits	$J.kg^{-1}.K^{-1}$
$R_a$	Energie radiative atmosphérique incidente au couvert	$W.m^{-2}$
$R_{a_s}$	Rayonnement net d'origine atmosphérique du sol	$W.m^{-2}$
$R_{a_v}$	Rayonnement net d'origine atmosphérique de la végétation	$W.m^{-2}$
$R_g$	Energie radiative solaire directe incidente au couvert	$W.m^{-2}$
$R_{g_d}$	Energie radiative solaire diffuse incidente au couvert	$W.m^{-2}$
$R_{g_{max}}$	Energie radiative solaire maximale	$W.m^{-2}$
$R_{g_s}$	Rayonnement net d'origine solaire du sol	$W.m^{-2}$
$R_{g_v}$	Rayonnement net d'origine solaire de la végétation	$W.m^{-2}$
$R_n$	Rayonnement net du couvert	$W.m^{-2}$
$R_{n_s}$	Rayonnement net du sol	$W.m^{-2}$
$R_{n_v}$	Rayonnement net de la végétation	$W.m^{-2}$
r	Rayon de courbure du ménisque	m
$r_a$	Résistance aérodynamique au dessus du couvert	$s.m^{-1}$
$r_{ah}$	Résistance aérodynamique entre $z_{av}$ et $z_a$	$s.m^{-1}$
$r_{as}$	Résistance aérodynamique dans le couvert	$s.m^{-1}$
$r_{av}$	Résistance de couche limite foliaire	$s.m^{-1}$
$r_{cl}$	Résistance de couche limite foliaire par unité de surf. fol.	$s.m^{-1}$
$r_p$	Résistance totale de la plante	$s.m^{-1}$
$r_{sto}$	Résistance stomatique	$s.m^{-1}$
$r_{sto,max}$	Résistance stomatique maximale	$s.m^{-1}$
$r_{sto,min}$	Résistance stomatique minimale	$s.m^{-1}$
S	Terme d'extraction racinaire	$kg.m^{-3}.s^{-1}$
T	Température	K
$T_a$	Température au niveau de référence	K
$T_{av}$	Température aérodynamique du couvert	K
$T_c$	Température du couvert végétal (cas homogène)	K
$T_j$	Température de la couche j du sol	K
t	Temps	s
u	Vitesse horizontale du vent	$m.s^{-1}$
$u^*$	Vitesse de frottement	$m.s^{-1}$
V	Volume	$m^3$

veg	Taux de couverture de la végétation	-
W <sub>r</sub>	Réservoir d'interception de l'eau sur le feuillage	m
W <sub>rmax</sub>	Capacité maximale du réservoir W <sub>r</sub>	m
z <sub>0</sub>	Longueur de rugosité	m
z	Coordonnée verticale	m
z <sub>a</sub>	Position verticale du niveau de référence	m
z <sub>av</sub>	Position verticale du niveau aérodynamique	m
α <sub>c</sub>	Albédo du couvert végétal	-
α <sub>e</sub>	Angle de contact à l'interface Solide-Liquide-Gaz	rad
α <sub>s</sub>	Albédo du sol	-
α <sub>sec</sub>	Albédo du sol sec	-
α <sub>hum</sub>	Albédo du sol humide	-
α <sub>v</sub>	Albédo des éléments de la végétation	-
δ	Fraction humide de végétation	-
ε	Porosité du sol	-
ε <sub>c</sub>	Emissivité du couvert végétal	-
ε <sub>s</sub>	Emissivité du sol	-
ε <sub>v</sub>	Emissivité des éléments de la végétation	-
φ <sub>g</sub>	Potentiel gravitaire	
φ <sub>m</sub>	Potentiel matriciel	
φ <sub>o</sub>	Potentiel osmotique	
φ <sub>p</sub>	Potentiel pneumatique	
φ <sub>t</sub>	Potentiel total	
γ	Paramètre de forme (courbe de rétention de BC)	-
γ <sub>p</sub>	Constante psychométrique (≈ 66)	Pa.K <sup>-1</sup>
η	Exposant du modèle de BC (conductivité hydraulique)	-
Λ <sub>s</sub>	Inertie thermique à saturation	J.m <sup>-2</sup> .K <sup>-1</sup> .s <sup>-1/2</sup>
λ	Longueur d'onde	m
λ <sub>o</sub>	Conductivité thermique apparente	W.m <sup>-1</sup> .K <sup>-1</sup>
λ <sub>os</sub>	Conductivité thermique apparente à la surface	W.m <sup>-1</sup> .K <sup>-1</sup>
θ	Teneur volumique en eau	m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup>
θ <sub>0.5</sub>	Contenu en eau des 5 premiers cm du sol	m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup>
θ <sub>hum</sub>	Teneur volumique en eau pour un sol humide	m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup>
θ <sub>m</sub>	Teneur volumique de la partie minérale	m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup>
θ <sub>ae</sub>	Teneur volumique en eau à la pression d'entrée de l'air	m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup>
θ <sub>macro</sub>	Teneur volumique en eau des macropores	m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup>
θ <sub>o</sub>	Teneur volumique de la matière organique	m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup>
θ <sub>r</sub>	Teneur volumique en eau résiduelle	m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup>
θ <sub>s</sub>	Teneur volumique en eau à saturation	m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup>
θ <sub>sec</sub>	Teneur volumique en eau pour un sol sec	m <sup>3</sup> .m <sup>-3</sup>
ρ <sub>a</sub>	Masse volumique de l'air	kg.m <sup>-3</sup>
ρ <sub>l</sub>	Masse volumique de l'eau liquide	kg.m <sup>-3</sup>
ρ <sub>w</sub>	Masse volumique de la vapeur d'eau	kg.m <sup>-3</sup>
σ	Constante de Stephan-Boltzmann (≈ 5.67.10 <sup>-8</sup> )	W.m <sup>-2</sup> .K <sup>-1</sup>
σ <sub>e</sub>	Tension superficielle de l'eau	kg.m <sup>-2</sup> .s <sup>-2</sup>

$\sigma_f$	Facteur d'écran	-
$\tau$	Flux de quantité de mouvement au dessus du couvert	$\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-2}$
$\omega$	Dimension de la feuille dans la direction du vent	

## Table des Matières

Liste des symboles	9
Introduction générale	17
<b>Chapitre 1 : Transferts d'énergie et de masse à l'interface Sol-Plante Atmosphère : Quelques bases physiques</b>	<b>21</b>
1.1 Echanges d'énergie et de masse à l'interface SVA	21
1.1.1 Echanges radiatifs	22
1.1.2 Echanges conductifs	23
1.1.3 Echanges convectifs	24
1.1.4 Notion de bilan d'énergie	28
1.2 Echanges d'énergie et de masse dans le sol	29
1.2.1 Généralités sur le sol	29
1.2.2 Transferts d'eau dans le sol	30
1.2.2.1 Flux d'eau en phase liquide	33
1.2.2.2 Flux d'eau en phase vapeur	33
1.2.2.3 Equations des échanges hydriques totaux	34
1.2.3 Transferts de chaleur dans le sol	35
1.2.4 Couplage des transferts d'eau et de chaleur	35
<b>Chapitre 2 : De la modélisation des processus de surface à l'assimilation de données de télédétection : Problématique</b>	<b>37</b>
2.1 Modélisation TSVA	38
2.1.1 Modélisation de l'interface SVA	39
2.1.1.1 Modèle simple source	39
2.1.1.2 Modèle multicouche	42
2.1.1.3 Modèle multisource	45
2.1.2 Modélisation du sol	46
2.1.2.1 Modèle mono-réservoir	46
2.1.2.2 Modèle "force-Restore"	47
2.1.2.3 Modèle discrétisé	47
2.2 Observation des couverts végétaux par télédétection	48
2.2.1 Mesures de télédétection dans le domaine solaire	48
2.2.2 Mesures de télédétection dans l'infrarouge thermique	49
2.2.3 Mesures de télédétection dans les micro-ondes	50
2.3 Assimilation des données de télédétection	50
2.3.1 Assimilation dans un contexte agronomique et/ou écologique	51
2.3.2 Assimilation dans un contexte de prévision météorologique	52
2.3.3 Assimilation dans un contexte hydrologique	53
2.4 Présentation du travail	54

## **Chapitre 3 : Présentation des outils de modélisation** **57**

3.1	Présentation du modèle SiSPAT	57
3.1.1	Description du schéma de surface SiSPAT	58
3.1.1.1	Représentation du milieu	58
3.1.1.2	Module Sol	59
3.1.1.2.1	Courbe de rétention	60
3.1.1.2.2	Capacité calorifique	62
3.1.1.2.3	Conductivité hydraulique	63
3.1.1.2.4	Capacité thermique	64
3.1.1.2.5	Conductivité thermique apparente	64
3.1.1.2.6	Résolution couplée des échanges de chaleur et de masse	65
3.1.1.3	Module d'interface Sol-Plante-Atmosphère	65
3.1.1.4	Module Sol-Plante	68
3.1.1.5	Fonctionnement du modèle	71
3.1.2	Intérêts et limites du modèle	73
3.1.3	Synthèse des applications de SiSPAT	73
3.2	Présentation des modèles de Transfert Radiatif (TR)	75
3.2.1	Domaine du Visible-Infrarouge : Modèle 2M-SAIL	75
3.2.1.1	Présentation du modèle SAIL	75
3.2.1.2	Fonctionnement du modèle 2M-SAIL	76
3.2.1.3	Intérêts et limites du modèle 2M-SAIL	77
3.2.2	Domaine de l'infrarouge thermique	78
3.3	Développement du modèle couplé (SiSPAT-RS)	81
3.3.1	Modélisation du transfert radiatif	81
3.3.2	Modélisation des données de télédétection	82

## **Chapitre 4 : Base de données : Campagne expérimentale Alpilles ReSeDA** **83**

4.1	Présentation générale du programme ReSeDA	83
4.2	Mesures de terrain	85
4.2.1	Variables atmosphériques	85
4.2.2	Données sol	87
4.2.3	Données végétation	91
4.2.4	Profil racinaire	93
4.2.5	Variables de validation : flux, albédo, température de brillance	93
4.2.6	Données complémentaires	96
4.3	Mesures de télédétection aéroportées	97
4.4	Conclusion du chapitre	98

## **Chapitre 5 : Analyse de sensibilité multicritère du modèle SiSPAT-RS** **101**

5.1	Introduction	101
5.2	Exemples d'analyses de sensibilité sur les modèles TSVA	102
5.3	Principe de l'analyse de sensibilité multicritère	103
5.3.1	Formulation de la méthode multicritère	104
5.3.2	Rangement de Pareto	104

5.3.3	Sensibilité des paramètres	105
5.4	Cas d'études	108
5.4.1	Périodes temporelles retenues	108
5.4.2	Choix et gammes de variations des paramètres et variables	109
5.4.3	Construction de l'ensemble de simulations	109
5.4.4	Sélection des critères	112
5.5	Tests de robustesse	114
5.5.1	Tests sur le nombre minimal de simulations requises	114
5.5.2	Tests sur l'échantillonnage des paramètres	116
5.5.3	Conclusion partielle	116
5.6	Analyse de sensibilité basée sur 5 critères	116
5.6.1	Résultats sur la période 440-460	116
5.6.1.1	Sensibilité à l'ordre 1	118
5.6.1.2	Sensibilité à l'ordre 2	122
5.6.2	Résultats sur la période 505-530	124
5.6.2.1	Sensibilité sur la sous-période 505-517	125
5.6.2.2	Sensibilité sur la sous-période 517-530	128
5.6.3	Discussions sur les résultats	131
5.7	Analyse de sensibilité basée sur 2 critères	132
5.8	Conclusion du chapitre	137

## **Chapitre 6 : Etalonnage et Validation du modèle SiSPAT-RS** **139**

6.1	Introduction	139
6.2	Etalonnage manuel du modèle SiSPAT-RS	141
6.2.1	Présentation générale des 3 scénarios d'étalonnage	141
6.2.2	Résultats et scores obtenus par le Scénario 1	142
6.2.2.1	Ajustement des paramètres	142
6.2.2.2	Simulation des variables locales	144
6.2.2.3	Simulation des variables de télédétection	149
6.2.2.3.1	Réflectances directionnelles Polder	149
6.2.2.3.2	Températures de brillance aéroportées	152
6.2.3	Résultats et scores obtenus par les Scénarios 2 et 3	152
6.2.3.1	Ajustement des paramètres	153
6.2.3.2	Simulation des variables locales par le Scénario 2	154
6.2.3.3	Simulation des variables locales par le Scénario 3	154
6.3	Validation du modèle SiSPAT-RS	157
6.3.1	Validation des variables locales sur la période 402-461	157
6.3.2	Validation des variables locales sur la période 464-537	161
6.3.3	Validation des données de télédétection	164
6.4	Etalonnage du modèle à partir des données de télédétection	167
6.4.1	Présentation générale de la méthode d'étalonnage	167
6.4.2	Application de la méthode d'étalonnage	168
6.4.3	Analyse des résultats	169
6.5	Conclusion du chapitre	172

## **Conclusion générale** **175**

## **Références bibliographiques** **179**



<u><b>Annexe A</b></u> : Article publié dans Agronomie : " <i>Effect of Aerodynamic Resistance Modelling on SiSPAT-RS simulated surface fluxes</i> "	<b>189</b>
<u><b>Annexe B</b></u> : Spécification des paramètres et variables d'initialisation du modèle	<b>211</b>
B.1   Spécifications des paramètres	211
B.2   Spécifications des gammes de variations des variables d'initialisation	215
Résumé en anglais	<b>219</b>
Résumé en français	<b>220</b>

# Introduction générale

La compréhension de notre environnement est un enjeu capital pour nos sociétés. Réchauffement climatique, déforestation intensive, pollution des sols, des océans et de l'atmosphère, sont quelques exemples concrets des questions actuelles. En prenant conscience de ces problèmes, la communauté scientifique s'est mobilisée autour de vastes programmes internationaux, tels que ceux initiés par l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) comme le programme International Geosphere Biosphere Program (IGBP) du World Climate Research Program (WCRP). Ces programmes visent à l'étude des échanges énergétiques globaux dans le but d'améliorer la gestion des ressources planétaires et la surveillance de l'environnement.

Dans ce contexte général, l'étude de la végétation tient une place primordiale. Cette dernière influence directement le climat en régulant les échanges d'énergie et de masse (essentiellement l'eau et le dioxyde de carbone) entre les surfaces terrestres et l'atmosphère. La compréhension de son fonctionnement se révèle être un élément essentiel dans l'étude des processus météorologiques et hydrologiques. Elle passe nécessairement par une meilleure description et quantification des échanges énergétiques et de masse entre le sol, la végétation et l'atmosphère. Ces échanges sont tout autant gouvernés par des processus physiques tels que les transferts de rayonnement solaire et atmosphérique, les mouvements turbulents de l'air au voisinage du couvert végétal et les transferts hydriques au niveau du sol, que par des processus biologiques tels que la transpiration de la végétation et la photosynthèse. Du fait du nombre important de processus mis en jeu et de leur complexité, le fonctionnement de la végétation est généralement étudié à l'aide de modèles numériques.

Les modèles numériques décrivent de manière simplifiée les Transferts d'énergie et de matière qui s'opèrent entre le Sol, la Végétation et l'Atmosphère (on parle de modélisation de type TSVA pour Transferts Sol-Végétation-Atmosphère). Après un développement intense au cours de ces 20 dernières années, il en existe aujourd'hui une multitude. Chaque modèle a ses propres spécificités qui dépendent principalement de leur contexte d'application. Les développements actuels ont pour objectif de mieux prendre en compte la complexité du milieu étudié, c'est à dire la végétation et ses interactions avec son environnement (sol et atmosphère). De nombreux efforts sont en particulier consacrés à une meilleure description des échanges hydriques dans le sol, compte-tenu de leur impact majeur sur la transpiration des plantes. Cependant, une description plus précise du milieu étudié se traduit généralement dans la modélisation par la prescription d'un nombre plus important de paramètres. L'estimation de ces paramètres peut s'avérer délicate. Généralement, ils sont (1) entachés d'incertitudes faute de moyens mis à oeuvre, d'erreur de mesures ou de paramètres non directement mesurables et (2) sujets à des problèmes de variabilités spatiale et temporelle, d'autant plus vrais que les processus considérés par le modèle sont nombreux et fins. Ceci a alors pour conséquence de limiter les potentialités des modèles complexes à des échelles locales et de conduire à une mauvaise estimation et à des dérives temporelles des variables simulées.

Dans ce sens, la télédétection représente un outil complémentaire intéressant. En permettant une observation globale de la surface terrestre dans différents domaines spectraux et des résolutions temporelles et spatiales compatibles celles des modèles numériques, elle fournit une base importante de données, représentatives des conditions structurales et du fonctionnement hydrique des couverts végétaux. Malheureusement, les grandeurs accessibles

par télédétection ne sont pas directement reliées aux paramètres et variables décrivant la surface. On a généralement recours à une autre catégorie de modèles, dits de Transfert Radiatif (TR), qui permettent d'établir les liens entre les mesures observées et les caractéristiques biophysiques du couvert végétal. En utilisant conjointement les modélisations de type TSVA et de type TR, il est possible d'exploiter les informations fournies par la télédétection, et plus particulièrement d'initialiser et de corriger certains paramètres et/ou variables et par conséquent les dérives temporelles des modèles TSVA. L'ensemble des méthodes et techniques appliquées dans cet objectif est communément désigné sous l'appellation générique "assimilation de données de télédétection".

L'objet de cette thèse s'inscrit pleinement dans ce contexte, puisqu'il vise à l'étalonnage d'un modèle couplé, capable de simuler à la fois les processus de surface (état hydrique, flux ...) et les variables de télédétection à l'échelle de la parcelle. Pour cela, il a bénéficié des données expérimentales obtenues lors de la campagne européenne Alpilles-ReSeDA (Baret, 2000), et plus particulièrement de celles acquises sur deux parcelles agricoles cultivées en blé. De manière pragmatique, ce travail doit permettre de répondre aux questions suivantes. Quels sont les processus et les paramètres les plus influents sur les processus et variables simulés ? Sous quelles conditions climatiques et environnementales interviennent-ils ? Quels sont alors les méthodes et moyens qu'il est nécessaire de mettre en œuvre afin de parvenir à un ajustement optimal des paramètres du modèle ? Peut-on parvenir à un étalonnage du modèle à partir de la seule information acquise par télédétection ?

L'approche retenue dans ce travail repose sur le couplage entre un modèle de type TSVA complexe avec deux modèles de type TR fonctionnant dans le sens direct dans les domaines spectraux du visible-infrarouge et de l'infrarouge thermique. Le modèle TSVA utilisé est le modèle détaillé SiSPAT (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer), développé au LTRE (Braud et al., 1995). Sa principale originalité, par rapport à des modèles conceptuels, réside dans sa capacité à simuler l'humidité du sol de manière physique. En contrepartie, ce mode de fonctionnement nécessite la prescription d'un jeu important de paramètres, particulièrement pour la description du sol. Le couplage de SiSPAT a été réalisé dans le visible/proche-infrarouge avec la version multicouches et multiéléments du modèle de réflectances des couverts végétaux SAIL (Verhoef, 1984). Cette version, appelée 2M-SAIL a été développée à l'INRA (Avignon) par Weiss et al. (2001). Elle a le principal avantage de pouvoir considérer dans la modélisation, divers organes végétaux, notamment la couche de végétation jeune qui se développe au cours du cycle végétal. Dans l'infrarouge thermique, un modèle développé par François (2001), basé sur les travaux de François et al. (1997) a été utilisé afin de simuler les températures de brillance directionnelles. Le couplage a ainsi constitué une nouvelle version du modèle TSVA, appelé SiSPAT-RS (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer and Remote Sensing).

Dans une deuxième partie, l'influence de tous les paramètres d'entrée et des conditions initiales du modèle SiSPAT-RS a été mise en évidence à l'aide d'une méthode originale d'analyse de sensibilité (Bastidas et al., 1999). Cette méthode repose sur un échantillonnage de type Monte Carlo, qui permet de tenir compte des interactions entre les paramètres. A partir d'un ensemble de simulations réalisées, une technique de sélection permet de détecter les jeux de paramètres qui optimisent la simulation d'une ou de plusieurs variables de sorties du modèle. Ces études ont été menées sur plusieurs périodes du cycle végétal d'une parcelle de blé et sous différentes conditions climatiques. Elles ont mis en évidence les variations temporelles des sensibilités des paramètres du modèle et ont aussi permis de réduire les gammes de variations possibles des paramètres sensibles.

Enfin, la dernière partie de ce travail a été consacrée à l'étalonnage et à la validation du modèle. Dans ce contexte, deux approches ont été particulièrement étudiées. La première a été mise en oeuvre sur l'ensemble du cycle végétal, dans un souci de représentativité optimale des différents processus de surface et des données de télédétection. Plusieurs scénarios, liés à la connaissance des propriétés du sol, ont par ailleurs été étudiés, dans le but de déterminer les performances du modèle SiSPAT-RS dans des configurations de fonctionnement différentes. Ceci a finalement permis d'établir des règles d'étalonnage pour le modèle SiSPAT-RS sur la parcelle étudiée. Ces dernières ont alors été appliquées sur une autre parcelle afin de valider le modèle couplé.

La seconde approche d'étalonnage a concerné une période de simulation plus courte. Elle a été réalisée sur la seule prise en compte de l'humidité superficielle du sol et de la température de brillance, variables fortement liées aux données spatiales thermo-infrarouges et micro-ondes. Dans ce contexte d'assimilation de données de télédétection, les variables et paramètres de surface ont tous été supposés entachés d'incertitudes. L'analyse d'incertitude du modèle qui a été menée, a finalement permis de quantifier l'erreur sur les variables simulées due à l'incertitude initiale sur les paramètres et de proposer une stratégie d'étalonnage des paramètres du modèle par assimilation variationnelle des grandeurs télédétectées.

Ce document est constitué de 6 chapitres :

Les bases physiques sur lesquelles reposent les modélisations TSVA et TR sont présentées dans le Chapitre 1. Ce dernier est composé de deux parties, consacrées à la présentation des échanges d'énergie et de masse qui interviennent à l'interface Sol-Plante-Atmosphère et dans le sol.

La problématique de l'étude est introduite dans le Chapitre 2. Ainsi, les concepts sur lesquels reposent la modélisation de type TSVA, l'apport de la télédétection et les principales techniques d'assimilation de données sont tour à tour présentés.

Le fonctionnement du modèle couplé SiSPAT-RS est présenté dans le Chapitre 3. La majeure partie de ce chapitre est constituée par la présentation détaillée du fonctionnement du modèle SiSPAT. Le fonctionnement des deux modèles de transfert radiatif (TR) est aussi présenté.

Le Chapitre 4 est consacré à la présentation de la base de données constituée lors de la campagne Alpilles ReSeDA, et sur laquelle repose l'ensemble des applications du modèle.

Les diverses analyses de sensibilité font l'objet du Chapitre 5. Après une brève présentation de l'état de l'art en la matière, la méthode retenue et mise en oeuvre est explicitée. Dans un second temps, les résultats obtenus sur les différentes périodes de simulation sont interprétés.

Enfin, les phases d'étalonnage et de validation du modèle sont décrites dans le Chapitre 6. Une étude bibliographique résume en premier lieu les différentes techniques d'étalonnage existantes. Par la suite, les stratégies d'étalonnage conduites et les résultats obtenus sont présentés. Les potentialités de la télédétection spatiale sont évaluées et discutées.



# **Chapitre 1**

## **Transferts d'énergie et de masse à l'interface Sol-Plante-Atmosphère : Quelques bases physiques**

Les surfaces continentales échangent en permanence de l'énergie et de la matière entre les divers éléments qui les constituent ainsi qu'avec l'atmosphère à leur contact. La compréhension des mécanismes associés à ces transferts est indispensable à l'étude du fonctionnement des couverts végétaux. Ce chapitre s'attachera donc à présenter en guise d'introduction, les principales considérations théoriques sur lesquelles repose la description des processus qui interviennent à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère (SVA) (§ 1.1) et dans le sol (§ 1.2). Il servira par ailleurs de base à la description des modèles TSVA qui sera introduite dans le second chapitre.

### **1.1 Echanges d'énergie et de masse à l'interface SVA**

De manière générale, la quantification des échanges d'énergie et de masse se fait à partir de la densité de flux représentant la quantité d'énergie qui traverse une surface par unité de temps. Elle s'exprime en  $\text{W.m}^{-2}$  et sera simplement dénommée par abus de langage flux par la suite.

Les principales composantes énergétiques qui interviennent à l'interface SVA ont différentes origines. En premier lieu, le couvert végétal reçoit de l'énergie radiative émanant du soleil et de l'atmosphère. Cette énergie d'origine électromagnétique constitue la source originelle à tous les échanges qui interagissent au niveau du continuum SVA. Le couvert végétal (au sens végétation et surface du sol sous-jacent) n'intercepte qu'une partie de cette énergie ; la partie complémentaire étant alors réfléchie vers l'atmosphère. Le couvert végétal redistribue dans son proche environnement l'énergie radiative absorbée. Ceci se fait sous différents modes de propagation, soit : par émission d'énergie radiative (infrarouge thermique), par conduction de chaleur dans le sol ou par convection dans l'atmosphère. L'ensemble de ces composantes permet d'introduire la notion de bilan d'énergie traduisant le principe de conservation de l'énergie dans le milieu. Il est aussi important de noter qu'une faible partie de l'énergie absorbée par la végétation est utilisée dans le complexe processus de photosynthèse. Ce processus est indispensable au développement et à l'entretien de la végétation. Il est généralement négligé dans l'expression du bilan d'énergie et par conséquent ne sera pas détaillé dans les parties ci-après.

### 1.1.1 Echanges radiatifs

Les échanges radiatifs correspondent à un rayonnement énergétique d'origine purement électromagnétique. Par définition, tout corps à la température thermodynamique  $T$  émet un rayonnement caractéristique de son agitation moléculaire interne et se propageant aussi bien dans le vide que dans un milieu matériel. Inversement, tous les corps sont soumis au rayonnement émis par leur entourage, qu'ils absorbent partiellement et qui contribue à modifier leurs températures thermodynamiques. Absorption et émission sont donc des phénomènes intimement liés régis par les lois de la physique statistique. On définit un corps noir comme un objet à la fois capable d'absorber tout le rayonnement qu'il reçoit et de le réémettre exclusivement sous forme radiative. La loi de Planck exprime l'émittance spectrale  $E_B(\lambda, T)$  d'un tel corps ( $\text{W.m}^{-3}$ ) en fonction de sa température  $T$  (K) et de sa longueur d'onde  $\lambda$  (m) :

$$E_B(\lambda, T) = \frac{2\pi h_P \lambda^{-5} c^2}{\exp\left(\frac{h_P c}{\lambda k_B T}\right) - 1} \quad (1.1)$$

où  $h_P$  est la constante de Planck ( $\approx 6.63 \cdot 10^{-34}$  J.s),  $c$  la vitesse de la lumière ( $\approx 3 \cdot 10^8$  m.s<sup>-1</sup>), et  $k_B$  la constante de Boltzmann ( $\approx 1.38 \cdot 10^{-23}$  J.K<sup>-1</sup>). L'émittance totale  $E_B(T)$  ( $\text{W.m}^{-2}$ ) du corps noir est alors donnée par la loi de Stefan-Boltzmann, c'est à dire par intégration de la loi de Planck sur l'ensemble du spectre électromagnétique :

$$E_B(T) = \int_0^\infty E_B(\lambda, T) d\lambda = \sigma T^4 \quad (1.2)$$

où  $\sigma$  est la constante de Stefan-Boltzmann ( $\approx 5.67 \cdot 10^{-8}$  W.m<sup>-2</sup>.K<sup>-1</sup>). Toutefois, les corps qui nous entourent ne se comportent généralement pas comme des corps noirs. Ils absorbent partiellement le rayonnement qu'ils reçoivent et retransmettent l'énergie à leur environnement sous différents modes de propagation. Par conséquent, ils rayonnent spectralement (et totalement) moins d'énergie que celle estimée par la loi de Planck (et de Stefan-Boltzmann). L'efficacité d'émission électromagnétique de l'objet est caractérisée par son émissivité. Si l'on considère l'ensemble du spectre électromagnétique et le couvert végétal comme une entité suffisamment homogène pour être décrit dans son ensemble, l'émissivité du couvert végétal peut alors être définie comme le rapport de son émittance totale réelle  $E(T)$  à son émittance totale  $E_B(T)$  s'il était assimilé à un corps noir à la même température  $T$ .

$$E(T) = \varepsilon_c \sigma T^4 \quad (1.3)$$

avec  $\varepsilon_c$  émissivité du couvert végétal homogène intégrée sur l'ensemble du spectre.

Le couvert végétal est soumis aux radiations électromagnétiques d'origine solaire et atmosphérique. Les premières constituent la source la plus importante de rayonnement reçu. Elles sont comprises pour l'essentiel entre 0.25 et 4  $\mu\text{m}$  avec un maximum d'émission à 0.48  $\mu\text{m}$ , caractéristique d'un corps noir à 6000 K. Cependant, la couche atmosphérique absorbe et diffuse en partie ce rayonnement solaire. Ceci implique que le spectre solaire reçu au niveau du sol est sensiblement différent de celui au sommet de l'atmosphère, notamment dans les courtes longueurs d'onde (Oliosio, 1992). On a coutume d'exprimer la part de rayonnement

diffusé par l'atmosphère vers la surface à partir d'un indice défini comme le rapport du rayonnement diffus au rayonnement total (direct et diffus) incident à la surface. Celui-ci peut atteindre 100% par temps totalement couvert. Enfin, une partie de l'énergie reçue par le couvert végétal est renvoyée directement vers l'atmosphère par diffusion et réflexion sur les éléments qui le composent. Sur l'ensemble du spectre solaire et pour l'ensemble des directions du demi-hémisphère supérieur, on définit alors l'albédo du couvert végétal  $\alpha_c$  (sans unité, symbole – par la suite) comme le rapport du rayonnement solaire réfléchi  $R_{gd}$  ( $W.m^{-2}$ ) au rayonnement solaire incident  $R_g$  ( $W.m^{-2}$ ) (dit aussi rayonnement de courtes longueurs d'onde).

$$\alpha_c = \frac{R_{gd}}{R_g} \quad (1.4)$$

La seconde source de rayonnement agissant sur le couvert végétal provient de l'ensemble de la colonne atmosphérique. Elle intervient dans une gamme spectrale de plus grandes longueurs d'onde, comprises entre 3 et 100  $\mu m$ . La composition chimique de l'atmosphère et la présence d'aérosols affectent simultanément l'interception solaire et l'émission atmosphérique. En supposant toujours le couvert végétal comme homogène, sur cette fenêtre spectrale, le coefficient de réflexion est très faible et le coefficient de transmission nul. Il en résulte alors que le rayonnement absorbé par le couvert végétal est fort.

Enfin, le couvert végétal émet son propre rayonnement dans une gamme spectrale proche de celle de l'atmosphère. Ce rayonnement est en général supérieur au rayonnement thermique atmosphérique incident (température plus forte). Celui-ci peut être estimé sur l'ensemble du spectre électromagnétique par la relation (1.3)

Il est ainsi possible à partir de toutes ces composantes électromagnétiques d'établir un bilan radiatif pour le couvert végétal. Celui-ci traduit la fraction d'énergie radiative gagnée ou perdue par ce dernier, appelée communément rayonnement net  $R_n$  ( $W.m^{-2}$ ). Dans le cas d'un couvert végétal homogène défini en l'occurrence par une température d'ensemble  $T_c$ , il vient :

$$R_n = R_g (1 - \alpha_c) + \varepsilon_c R_a - \varepsilon_c \sigma T_c^4 \quad (1.5)$$

avec  $R_a$  ( $W.m^{-2}$ ) rayonnement atmosphérique incident au-dessus du couvert (rayonnement grandes longueurs d'onde). En général,  $R_n$  est positif le jour car le terme d'origine solaire est prépondérant et généralement négatif la nuit car l'émission thermique du couvert est supérieure à l'apport d'origine atmosphérique.

### 1.1.2 Echanges conductifs

La conduction est un mode de propagation de chaleur qui s'opère sous l'effet des collisions intermoléculaires intervenant dans un milieu. Elle est efficace dans des milieux denses et soumis à de forts gradients thermiques, typiquement rencontrés dans le cas des sols naturels. Le flux associé à ce processus est le flux de chaleur par conduction à travers la surface, noté  $G$ . Il est couramment modélisé dans un cas mono-directionnel à partir de la loi de Fourier, exprimant la relation de proportionnalité qui le lie avec le gradient de température



à la surface du sol.

$$G = \lambda_{os} \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} \quad (1.6)$$

où  $\lambda_{os}$  ( $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ) est la conductivité thermique à la surface du sol. Nous verrons par la suite (§ 1.2) que ce flux peut être exprimé de manière plus complexe si l'on prend de plus en compte les transferts de vapeur d'eau qui agissent simultanément dans le sol.

### 1.1.3 Echanges convectifs

La convection est le régime prépondérant des transferts de chaleur et de masse entre la surface et l'atmosphère. Elle correspond au brassage quasi permanent de l'air des diverses couches atmosphériques par l'action de différents facteurs extérieurs (vent et gradient de température). Il existe différents régimes de convection ; on parle ainsi de convection forcée quand le vent est à l'origine du phénomène, de convection libre quand un gradient de température provoque des différences verticales de densité de l'air, ou de convection mixte quand les deux phénomènes agissent de pair. Dans ce dernier cas, on distingue aussi les conditions stables (compensation des deux régimes de convection), des conditions instables (superposition des deux régimes).

Les flux associés à ce mode de propagation de l'énergie (on parlera de flux convectifs) sont multiples. On s'intéressera particulièrement par la suite au flux de quantité de mouvement (dissipation d'énergie cinétique des couches atmosphériques les unes sur les autres), au flux de chaleur sensible (brassage des couches d'air à différentes températures) et au flux de chaleur latente (brassage des couches d'air à différentes humidités). Dans la Couche Limite Superficielle (CLS) de l'atmosphère, définie comme la couche de quelques dizaines de mètres au-dessus de la surface où les effets des forces de Coriolis et de pression sont négligeables, ces flux sont tous de nature turbulente. Leur description repose sur les lois de la mécanique des fluides, et plus particulièrement sur le système d'équations de Reynolds. Il traduit les principes de conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie dans le milieu fluide (équations de Navier Stokes) après linéarisation (approximation de Boussinesq) et application aux valeurs moyennes sur l'ensemble des variables pronostiques (pour une explication détaillée cf. De Moor, 1978). En effet quel que soit le scalaire  $\xi$  étudié, on a l'habitude d'exprimer sa valeur instantanée comme la somme de sa valeur moyenne  $\bar{\xi}$  et d'une fluctuation  $\xi'$  :

$$\xi = \bar{\xi} + \xi' \quad (1.7)$$

En supposant que l'écoulement est quasi-stationnaire ( $\frac{\partial}{\partial t} \approx 0$ ) et en assimilant la surface à un milieu homogène et horizontal, ce qui revient à négliger les phénomènes d'advection, le système de Reynolds se réduit alors dans la CLS à :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial(\overline{w'u'})}{\partial z} = 0 \\ \frac{\partial(\overline{w'\theta_p'})}{\partial z} = 0 \\ \frac{\partial(\overline{w'q'})}{\partial z} = 0 \end{array} \right. \quad (1.8)$$

où  $u'$ ,  $w'$ ,  $q'$  et  $\theta_p'$  sont les fluctuations de la vitesse horizontale du vent  $u$  ( $\text{m.s}^{-1}$ ), de la vitesse verticale du vent  $w$  ( $\text{m.s}^{-1}$ ), de l'humidité spécifique  $q$  ( $\text{kg.kg}^{-1}$ ) et de la température potentielle  $\theta_p$  (K) assimilable à la température thermodynamique  $T$  dans les premiers mètres de l'atmosphère.

Par ailleurs, en supposant que la moyenne des fluctuations ( $\overline{\xi'} = 0$ ) et que la vitesse moyenne verticale ( $\overline{w} = 0$ ) sont nulles, la densité moyenne du flux vertical  $\overline{\Phi}_\xi$  associée à chaque scalaire  $\xi$  se réduit alors à :

$$\overline{\Phi}_\xi = \overline{w \cdot \xi} = \overline{(\overline{w} + w')(\overline{\xi} + \xi')} = \overline{w' \xi'} \quad (1.9)$$

Des hypothèses des équations (1.8) et (1.9), on déduit que les flux convectifs sont conservatifs (constants suivant la verticale) dans la CLS. Toutefois, leurs expressions restent encore délicates. Ainsi une des façons de procéder repose sur l'utilisation d'une théorie semi-empirique de la turbulence, appelée principe de fermeture au premier ordre (sous-entendu du système d'équation de Reynolds). Elle consiste à établir, par analogie avec la diffusion moléculaire pour laquelle le mélange de l'air se fait uniquement par l'agitation propre des molécules, une relation de proportionnalité entre flux et gradient par le biais d'un coefficient appelé diffusivité turbulente  $K$  ("K-theory" en anglais). Sous cette hypothèse simplificatrice, il devient alors possible d'exprimer les flux turbulents par :

$$\tau = -\rho_a K_m(z) \frac{\partial u}{\partial z} \quad (1.10)$$

$$H = -\rho_a c_p K_h(z) \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1.11)$$

$$LE = -L \rho_a K_v(z) \frac{\partial q}{\partial z} = -\frac{\rho_a c_p}{\gamma_p} K_v(z) \frac{\partial e}{\partial z} \quad (1.12)$$

où  $\tau$ ,  $H$  et  $LE$  sont respectivement les flux de quantité de mouvement ( $\text{kg.m}^{-1}.\text{s}^{-2}$ ), de chaleur sensible ( $\text{W.m}^{-2}$ ) et de chaleur latente ou d'évapotranspiration ( $\text{W.m}^{-2}$ ),  $K_m(z)$ ,  $K_h(z)$  et  $K_v(z)$  les diffusivités turbulentes ( $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ ) pour les transferts de quantité de mouvement, de chaleur sensible et de chaleur latente. Par ailleurs,  $L$  est la chaleur latente de vaporisation de l'eau ( $\text{J.kg}^{-1}$ ),  $\rho_a$  la masse volumique de l'air ( $\text{kg.m}^{-3}$ ) et  $c_p$  la chaleur massique de l'air à pression constante ( $\text{J.kg}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ). On a aussi indiqué l'expression du flux d'évapotranspiration en fonction du gradient vertical de la pression partielle moyenne de vapeur d'eau  $e$  (Pa), dans laquelle apparaît la constante psychométrique  $\gamma_p$  ( $\approx 66 \text{ Pa/K}$ ).

Finalement, seuls les flux  $H$  et  $LE$  interviennent dans le bilan d'énergie (le flux de quantité de mouvement  $\tau$  a été indiqué car il sert directement à la paramétrisation des deux autres). En supposant toujours que les flux convectifs sont conservatifs, il est alors possible de les intégrer verticalement entre deux niveaux atmosphériques  $Z_1$  et  $Z_2$  :

$$\tau = -\rho_a \frac{(u_2 - u_1)}{r_{a,\tau}} \quad (1.13)$$

$$H = -\rho_a c_p \frac{(T_2 - T_1)}{r_{a,H}} \quad (1.14)$$

$$LE = -L\rho_a \frac{(q_2 - q_1)}{r_{a,LE}} \quad (1.15)$$

où  $u_2$ ,  $T_2$  et  $q_2$  (respectivement  $u_1$ ,  $T_1$  et  $q_1$ ) sont la vitesse horizontale du vent, la température et l'humidité spécifique au niveau atmosphérique  $Z_2$  (respectivement  $Z_1$ ).  $r_{a,\tau}$ ,  $r_{a,H}$  et  $r_{a,LE}$  sont les résistances aérodynamiques ( $s.m^{-1}$ ) associées respectivement à  $\tau$ ,  $H$  et  $LE$  et définies comme les intégrales entre les niveaux atmosphériques  $Z_1$  et  $Z_2$  de l'inverse de chacune des diffusivités turbulentes  $K_m(z)$ ,  $K_h(z)$  et  $K_v(z)$  :

$$r_{ai} = \int_{Z_1}^{Z_2} \frac{dz}{K_i(z)} \quad (1.16)$$

avec  $i$  indice  $\tau$ ,  $H$  ou  $LE$  suivant le transfert considéré. Le principe de similitude est souvent appliqué. Il suppose l'égalité des diffusivités turbulentes, ce qui se traduit aussi par :

$$r_{a,\tau} = r_{a,H} = r_{a,LE} = r_a \quad (1.17)$$

où  $r_a$  ( $s.m^{-1}$ ) désigne invariablement l'une des trois résistances précédemment évoquées. Le calcul des résistances aérodynamiques devient alors envisageable si l'on connaît l'expression analytique de la diffusivité turbulente. Ceci a été effectué par Prandtl (1925) dans le cas d'une atmosphère thermiquement neutre. Il a montré que par analogie avec la théorie cinétique des gaz, il était possible d'établir une échelle caractéristique de l'étendue spatiale des fluctuations (appelée longueur de mélange) à partir de laquelle il devenait possible d'exprimer le profil vertical de la vitesse horizontale du vent par une expression logarithmique :

$$u(z) = \frac{u^*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (1.18)$$

où  $k$  est la constante de von Karman ( $\approx 0.4$ ),  $z_0$  la hauteur (ou longueur) de rugosité mécanique (m) définie comme l'altitude où le vent s'annule, et  $u^*$  la vitesse de frottement ( $m.s^{-1}$ ) définie à partir du flux de quantité de mouvement  $\tau$  (constant) dans l'expression :

$$u^* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}} \quad (1.19)$$

En combinant les équations (1.10), (1.18) et (1.19), il est alors possible d'exprimer analytiquement la diffusivité turbulente par :

$$K_m(z) = u^* k z \quad (1.20)$$

La résistance aérodynamique calculée entre deux niveaux quelconques  $Z_1$  et  $Z_2$  au-dessus du couvert, est alors donnée par la combinaison des équations (1.16) et (1.20) :

$$r_a = \int_{Z_1}^{Z_2} \frac{dz}{u^* k z} = \frac{1}{u^* k} \ln\left(\frac{Z_2}{Z_1}\right) \quad (1.21)$$

La description du profil de vent au-dessus d'un couvert végétal a ainsi permis de quantifier les flux turbulents entre deux niveaux atmosphériques. Toutefois, ce calcul ne reste valable que

sous toutes les hypothèses qui ont été introduites tout au long de ce paragraphe. Dans le cas d'une atmosphère où les phénomènes thermiques ne sont plus négligeables (atmosphère stable ou instable), des corrections doivent être apportées aux équations (1.18) et (1.20). Les méthodes appliquées sont déterminées de manière empirique (Paulson, 1970) ou semi-empirique basée par exemple sur l'analyse dimensionnelle (théorie de Monin et Obukhov). De plus, ces mêmes équations ne sont valables qu'au-dessus d'une surface relativement plane et homogène. Dans le cas des couverts végétaux, tout se passe d'un point de vue aérodynamique comme si on avait effectué un changement de repère suivant la verticale. Ainsi, on supposera que le profil de vent s'annulera désormais à une hauteur  $Z_0+d$  où  $d$  est la hauteur de déplacement (m). Dans ce dernier contexte, on utilisera alors pour le profil de vent, la diffusivité turbulente et la résistance aérodynamique, respectivement les expressions suivantes :

$$u(z) = \frac{u^*}{k} \ln \left( \frac{z-d}{z_0} \right) \quad (1.22)$$

$$K_m(z) = u^* k (z-d) \quad (1.23)$$

$$r_a = \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{u^* k (z-d)} = \frac{1}{u^* k} \ln \left( \frac{Z_2-d}{Z_1-d} \right) \quad (1.24)$$

Il découle finalement des relations (1.14), (1.15), (1.17) et (1.24) que les profils de température et d'humidité de l'air suivent aussi des lois logarithmiques. Toutefois, il existe ici encore un domaine de validité à leur utilisation. Au sein du couvert et légèrement au-dessus, les flux ne peuvent plus être considérés comme conservatifs car les éléments de la végétation (tiges, branches et feuilles) agissent comme une multitude de freins aérodynamiques à l'écoulement. L'observation montre que les profils de vent, de température et d'humidité s'écartent de leurs profils logarithmiques. Il devient alors primordial d'appliquer d'autres paramétrisations du profil de vent dans ces zones. Ce point constitue une différence importante entre les différentes modélisations existantes (cf. Chapitre 2). Afin de simplifier la modélisation, la CLS peut alors être découpée horizontalement en deux couches.

- une sous-couche inertielle, correspondant à la partie supérieure de la CLS, dans laquelle la théorie de Prandtl est applicable. Sa limite inférieure est toujours supérieure à la hauteur du couvert mais difficilement calculable par manque de mesures (Oliosio, 1992). Certains auteurs en ont toutefois fourni quelques paramétrisations (Cellier et Brunet 1992 ; Sellers et al., 1986).

- une sous-couche rugueuse, placée sous la précédente et où les flux ne sont plus conservatifs. C'est ici qu'interviendront les nouvelles paramétrisations. Ces dernières restent néanmoins très empiriques et souvent basées sur des relations flux-gradient (Cowan, 1968 ; Choudhury et Monteith, 1988).

Le niveau  $z_0+d$  devient ainsi une extrapolation du niveau atmosphérique où la vitesse du vent s'annulerait si la végétation n'en perturbait pas l'écoulement. La connaissance de ces deux paramètres aérodynamiques ( $z_0$  et  $d$ ) est importante. Plusieurs paramétrisations les lient aux propriétés structurales du couvert, tels que le LAI et la hauteur de la végétation (Garratt et Hicks, 1973 ; Shaw et Pereira, 1982 ; Perrier, 1982 ; Choudhury et Monteith, 1988).

D'autre part, tout ceci est aussi en relation avec le fait que l'utilisation du principe de

fermeture au premier ordre impose aux flux et aux gradients d'être dans le même sens. Or, il a été vérifié expérimentalement que les flux pouvaient être à contre gradient, notamment dans le cas des couverts arborés (Denmead et Bradley, 1985 ; Raupach et Finnigan, 1988). Des modèles plus complexes ont donc été développés. Ils reposent sur un système de fermeture des équations de conservation du second ordre ou supérieur (Shaw et Pereira, 1982 ; Meyers et Paw, 1987) ou sur la théorie lagrangienne (Raupach, 1989). Bien que plus réalistes, l'apport de tels modèles sur l'estimation des flux de surface n'a toutefois pas encore été démontré dans le cas des couverts végétaux homogènes (Dolman et Wallace, 1991).

#### 1.1.4 Notion de bilan d'énergie

Il est possible d'appliquer au couvert végétal le principe de conservation de l'énergie, appelé plus simplement "bilan d'énergie". D'après l'ensemble des composantes présentées ci-dessus et rappelées sur la figure (1.1), le bilan d'énergie du couvert végétal s'exprime par :

$$R_n = G + H + LE \quad (1.25)$$

Deux composantes mineures ont délibérément été négligées dans cette expression. Il s'agit de la photosynthèse (2 à 3% du rayonnement net d'après Thom, 1975) et du stockage de chaleur dans le couvert. Comme le rapporte Troufleau (1996), ce dernier peut toutefois devenir non négligeable dans le cas des couverts forestiers à l'échelle instantanée. Les travaux de doctorat de Diawara (1990) indiquent qu'il peut varier entre 10 et 60 W.m<sup>-2</sup> dans le cas de pins maritimes.

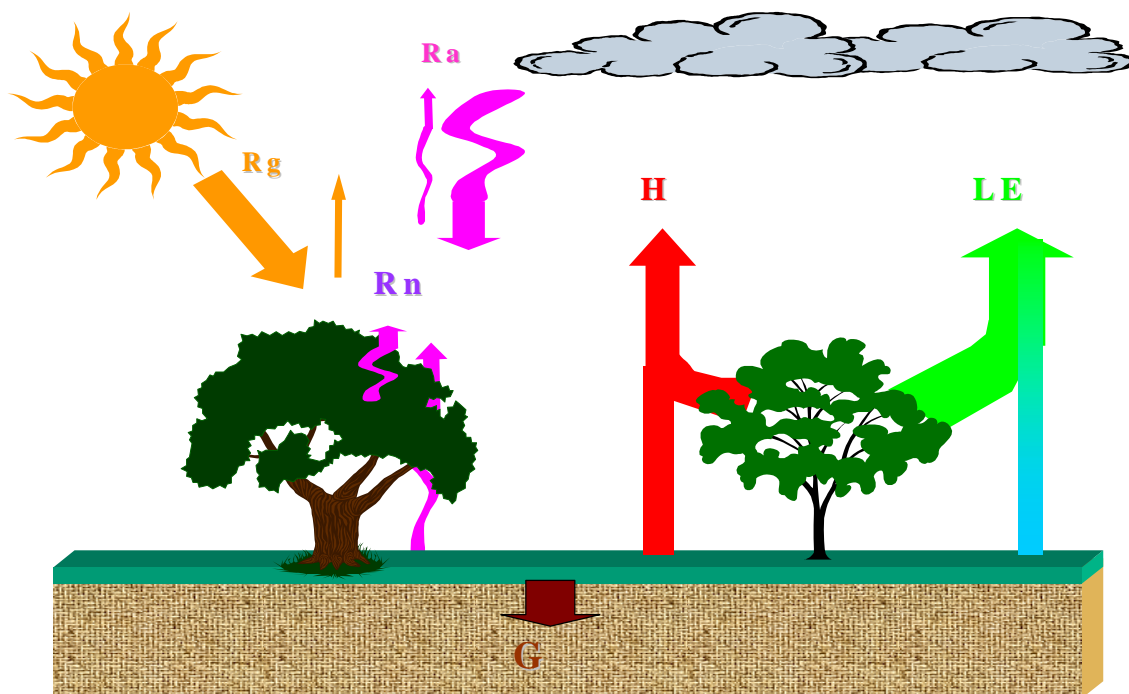


Fig. 1.1 : Composantes du bilan d'énergie

## 1.2 Echanges d'énergie et de masse dans le sol

Le sol reçoit une fraction de l'énergie radiative et des précipitations incidentes. La redistribution énergétique (sous forme de chaleur) et hydrique au sein du sol est contrôlée par plusieurs mécanismes de transfert en relation avec les propriétés mécaniques, hydrauliques et thermiques du sol. Ces mécanismes contrôlent les ressources en eau du sol et par voie de conséquence celles du couvert végétal. La description des échanges d'énergie et de masse dans le sol est donc essentielle dans notre objectif d'étude du fonctionnement des couverts végétaux. La suite de ce chapitre s'attachera à présenter dans un premier temps les caractéristiques du sol (§ 1.2.1), puis les transferts d'eau (§ 1.2.2), de chaleur (§ 1.2.3) et couplés (§ 1.2.4) qui y interviennent.

### 1.2.1 Généralités sur le sol

Le sol est un milieu complexe dans lequel les phases solide, liquide et gazeuse interagissent. Il est constitué par des particules minérales solides (graviers, sables, limons et argiles) de géométrie variable. L'agencement spatial de ces particules constitue ce que l'on appelle la matrice poreuse. Les espaces libres (pores) qui y sont présents communiquent entre eux et sont totalement occupés par l'eau liquide et l'air dont on cherche à étudier les mouvements. Plusieurs minéraux, composés organiques ou tout autre polluant participent à la phase liquide et à la phase gazeuse. Toutefois par simplification, nous considérerons que ces dernières ne sont respectivement et uniquement constituées que par de l'eau et de l'air.

Dans un second temps, il est important de distinguer les notions de texture et de structure d'un sol :

- La texture d'un sol est représentative de la distribution du type de particules fines le constituant (Zammit, 1999). Ces dernières sont ainsi classées en fonction de leurs tailles, en trois catégories (argile, limon et sable) dont les limites diffèrent suivant les pays et leurs motivations originelles. Il est alors possible de classer les sols à partir des pourcentages massiques d'argile, de limon et de sable. On parlera alors de classes texturales dont le triangle textural (Fig. 1.2) est un des moyens de représentation graphique pour lequel chaque côté est graduellement associé à un pourcentage.

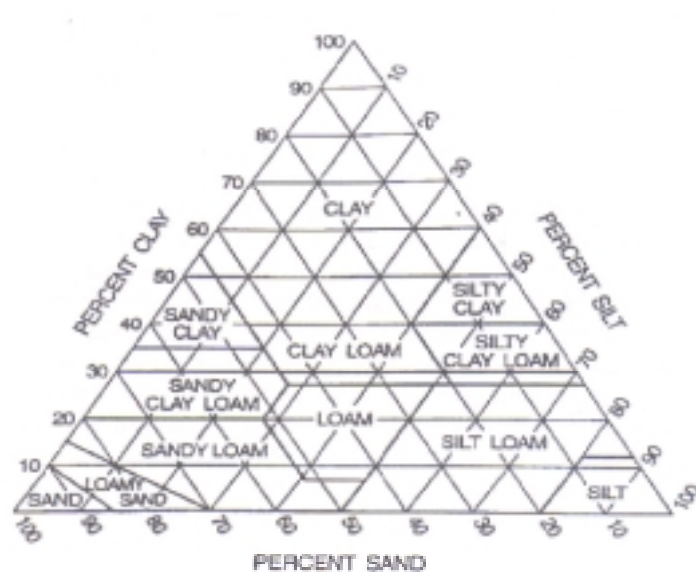


Figure 1.2 : Triangle textural de l'US Department of Agriculture

- La structure du sol est représentative de l'organisation des particules solides. Elle définit la matrice poreuse du sol, c'est à dire l'espace lacunaire (ou poreux) que remplit l'eau et l'air. La matrice poreuse varie continuellement dans l'espace et dans le temps en fonction des conditions environnementales et des propriétés du sol. Elle ne permet donc pas, à l'inverse de la texture, de classer les sols. Toutefois, sa caractérisation est indispensable pour l'étude des mouvements d'eau dans le sol qui s'effectuent dans le système lacunaire.

L'étude des sols est rendue possible par la connaissance de plusieurs quantités qui traduisent les propriétés physiques et hydrauliques des sols. On utilisera particulièrement par la suite la densité (ou masse volumique) de particules solides  $\rho_s$  ( $\text{kg.m}^{-3}$ ), la densité apparente sèche  $\rho_d$  ( $\text{kg.m}^{-3}$ ), la porosité  $\varepsilon$  (-) et la teneur en eau volumique  $\theta$  ( $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ ) dont les expressions sont rappelées ci-dessous :

$$\rho_s = \frac{m_s}{V_s} \quad (1.26)$$

$$\rho_d = \frac{m_s}{V_t} \quad (1.27)$$

$$\varepsilon = \frac{V_l + V_g}{V_t} = 1 - \frac{\rho_d}{\rho_s} \quad (1.28)$$

$$\theta = \frac{V_l}{V_t} \quad (1.29)$$

où  $m_i$  et  $V_i$  sont respectivement la masse et le volume de l'indice  $i$ , c'est à dire du solide (s), de liquide (l), de gaz (g) et de l'ensemble (t). En général, la masse volumique de particules est prise égale à  $2.65.10^3 \text{ kg.m}^{-3}$ .

### 1.2.2 Transferts d'eau dans le sol

Pour étudier les transferts hydriques dans le sol, il est d'abord nécessaire d'introduire la notion de potentiel total, grandeur caractéristique de l'état énergétique de l'eau dans le sol. Compte tenu des faibles mouvements de l'eau dans le sol, on considère que l'énergie totale de l'eau provient exclusivement de sa composante potentielle (énergie cinétique nulle). Le potentiel total s'écrit alors comme la somme de plusieurs composantes.

$$\phi_t = \phi_g + \phi_m + \phi_o + \phi_p \quad (1.30)$$

où  $\phi_g$  est le potentiel de gravité,  $\phi_m$  le potentiel matriciel,  $\phi_o$  le potentiel osmotique et  $\phi_p$  le potentiel pneumatique. Le potentiel osmotique dépend de la présence de solutés dans la phase liquide qui en modifie ses propriétés thermodynamiques. Dans la mesure où l'on ne s'intéresse qu'à de l'eau pure (pas de soluté), cette composante pourra être négligée. Par ailleurs, le potentiel pneumatique concerne la phase gazeuse et ses variations spatiales de pression. Là encore, en supposant que l'air est toujours à pression constante et égale à la pression atmosphérique, il est alors possible de négliger cette composante. Sous ces hypothèses, le potentiel total de l'eau dans le sol  $\phi_t$  se réduit simplement à sa composante gravitaire et de la composante matricielle, que l'on appelle aussi potentiel hydrique.

$$\phi_t = \phi_g + \phi_m \quad (1.31)$$

Le potentiel de gravité  $\phi_g$  représente la contribution énergétique qui provient du travail des forces de pesanteur. Son expression en un point quelconque du sol est fonction de la différence altimétrique entre le niveau considéré  $z$  et un niveau de référence  $z^0$ . On considère généralement la surface comme référence ( $z^0 = 0$ ) ; le potentiel de gravité de l'eau dans le sol est donc négatif ( $z < 0$ ).

$$\phi_g = m_l \cdot g \cdot (z - z^0) = m_l \cdot g \cdot z \quad (1.32)$$

où  $g$  est l'accélération de la pesanteur ( $\approx 9.81 \text{ m.s}^{-2}$ ).

Le potentiel matriciel (ou capillaire) représente la contribution énergétique qui provient du travail des forces de capillarité et d'adsorption. Pour bien comprendre l'origine de ces deux forces, on a l'habitude de distinguer dans le sol, l'eau capillaire de l'eau adsorbée (ou hygroscopique) (Fig.1.3 a). L'eau capillaire remplit la majeure partie du milieu poreux. Elle est soumise aux forces de pression exercée par l'eau liquide qui la surmonte et à une multitude de forces de tension superficielle qui agissent aux interfaces solide-liquide, solide-gaz et liquide-gaz. Ces dernières peuvent favoriser la remontée de l'eau. En assimilant les pores du sol à un capillaire, il est alors possible d'en connaître la hauteur maximale de remontée capillaire à partir de la loi de Jurin (Fig. 1.3 b) :

$$h = \frac{2\sigma_e \cos \alpha_e}{g r (\rho_w - \rho_a)} \quad (1.33)$$

où  $\sigma_e$  est la tension superficielle de l'eau ( $\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-2}$ ),  $\alpha_e$  l'angle de contact à l'interface solide-liquide-gaz (rad) et  $r$  le rayon du capillaire (m). Les forces de capillarité sont donc en relation avec la porosité et la distribution des tailles des pores, et par voie de conséquence avec la structure du sol (Chanzy, 1995).

Par opposition, l'eau adsorbée est beaucoup plus liée à la matrice poreuse. Elle constitue une fine pellicule de quelques molécules d'épaisseur autour des particules solides. Les forces d'adsorption mises en jeu sont d'origine électrostatique. Il est toutefois difficile de les distinguer des forces de capillarité car les zones de capillarité sont en équilibre interne avec les films d'adsorption. Le potentiel matriciel négatif représentera ainsi l'affinité de l'eau pour la matrice solide du sol (Musy et Soutter, 1991). Nous l'exprimerons simplement à partir de sa composante capillaire. Ceci peut s'avérer très contraignant dans le cas des régimes très sec pour lesquels les forces d'adsorption agissent fortement. Dans ce contexte, il prendra des valeurs fortement négatives.

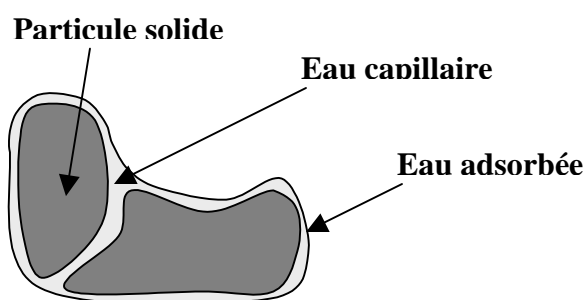


Figure 1.3 : a) Eau capillaire et eau adsorbée

b) Coupe d'un capillaire



Plusieurs systèmes d'unités sont adoptés pour définir le potentiel total. En général, on préfère utiliser une énergie par unité de poids, soit des mètres. Dans ce contexte, on utilise plutôt la dénomination de charge hydraulique totale  $H_{ch}$  (m) pour définir l'état énergétique de l'eau. Elle correspond à une hauteur d'eau équivalente, soit à la pression exercée par une colonne d'eau verticale de même hauteur (Musy et Soutter, 1991). On parlera alors de charge de gravité  $z$  (m) et de charge de pression matricielle ou piézométrique pour  $h$  (m) (cf. Eq. 1.34). Nous utiliserons malgré tout dans la suite et par abus de langage, la dénomination de potentiel pour évoquer la charge hydraulique.

$$H = z + h \quad (1.34)$$

Par définition, le potentiel matriciel est nul pour un sol saturé. De plus, dans la zone non saturée, il varie en relation avec la teneur en eau volumique. On appelle courbe caractéristique de rétention en eau, la fonction qui relie ces deux variables. Elle représente la capacité du sol à fournir ou retenir l'eau du sol et dépend de la texture et de la structure du sol. Sa courbe représentative est en forme de S, significative d'une relation fortement non linéaire. Les paramétrisations les plus couramment utilisées pour décrire la courbe de rétention (ou fonctionnelles) sont celles de Brooks et Corey (1964) et de Van Genuchten (1980) (cf. Chapitre 3). L'allure typique de la courbe de rétention est donnée sur la figure (1.4 a) pour un sol argileux et un sol sableux (Musy et Soutter, 1991). On a aussi indiqué l'effet de la compaction du sol sur la courbe de rétention. Ce phénomène montre bien que la structure du sol a une très grosse influence sur la courbe de rétention qui par conséquent changera fortement temporellement. Un autre point renforce cette idée. La charge ou la décharge en eau du sol ne s'opère pas de manière strictement réversible dans la matrice poreuse. Ceci conduit à des courbes de sorption (humidification du sol) et de désorption (drainage du sol) différentes. L'origine de ce phénomène provient de plusieurs facteurs dont le plus prépondérant concerne la taille des pores. De manière assez schématique, on retiendra notamment que les pores les plus gros sont les plus aptes à se vider, alors que les plus petits sont plus aptes à se remplir. L'alternance des processus de sorption et de désorption du sol se traduit par conséquent par un phénomène d'hystérèse sur la courbe de rétention (Fig. 1.4 b).

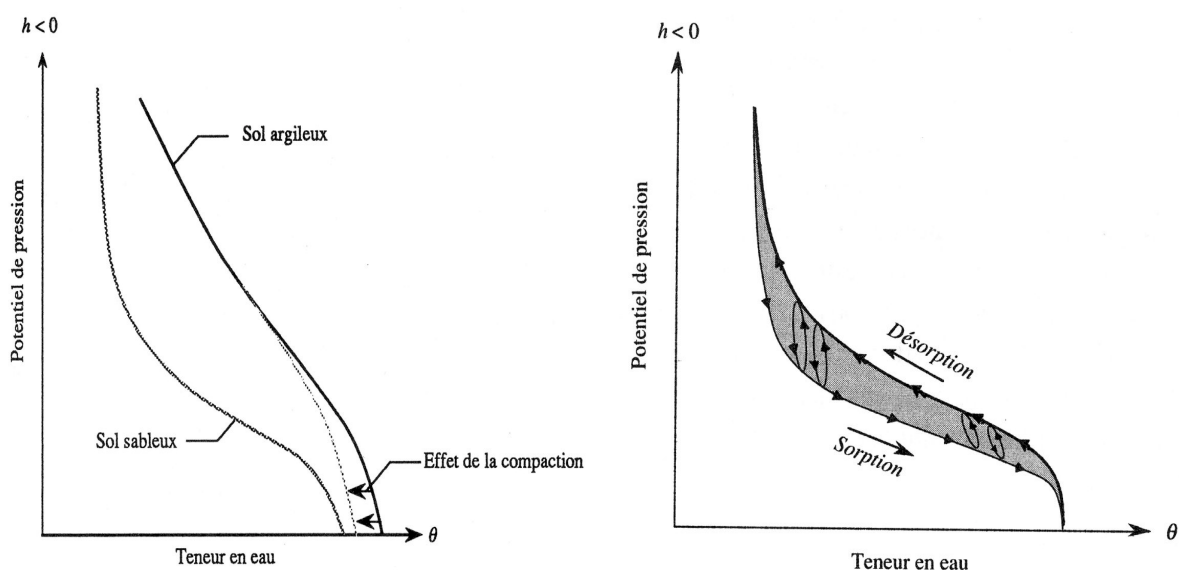


Figure 1.4 : a) Courbe typique de rétention en eau b) Effet d'hystérèse (d'après Musy et Soutter, 1991)

### 1.2.2.1 Flux d'eau en phase liquide

Les variations spatiales du potentiel hydrique sont à l'origine des transferts d'eau liquide dans le sol, ces derniers s'effectuant dans le sens des potentiels décroissants. La loi de Darcy étendue à 3 dimensions exprime analytiquement cette relation dans le cas d'un sol saturé.

$$\vec{q_l} = -K_{sat} \overrightarrow{\text{grad } H_{ch}} \quad (1.35)$$

avec  $q_l$  densité de flux d'eau liquide ( $\text{m.s}^{-1}$ ) et  $K_{sat}$  conductivité hydraulique à saturation ( $\text{m.s}^{-1}$ ). Dans le cas d'un écoulement unidimensionnel suivant la verticale ( $z$  négatif vers le bas), on obtient alors :

$$q_l = -K_{sat} \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \quad (1.36)$$

L'extension aux régimes non saturés se fait par généralisation de la loi de Darcy, c'est à dire par la loi de Darcy-Buckingham. Elle s'exprime dans le cas unidimensionnel suivant la verticale  $z$  par l'une ou l'autre des relations suivant que l'on passe par le potentiel matriciel ou la teneur en eau :

$$q_l = -K(h) \left( \frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \quad \text{à partir du potentiel matriciel} \quad (1.37)$$

$$q_l = -K(\theta) \left( \frac{\partial h(\theta)}{\partial z} + 1 \right) \quad \text{à partir de la teneur en eau} \quad (1.38)$$

où  $K(h)$  et  $K(\theta)$  sont les conductivités hydrauliques du sol exprimées respectivement en fonction de la charge hydraulique matricielle et de la teneur en eau. Elles définissent toutes deux une seconde fonctionnelle qu'il devient nécessaire de définir pour décrire les transferts d'eau liquide dans le sol. Il existe, comme dans le cas de la courbe de rétention, plusieurs paramétrisations. Nous présenterons et utiliserons par la suite (cf. Chapitre 3) celles de Brooks et Corey (1964) et de Van Genuchten (1980).

### 1.2.2.2 Flux d'eau en phase vapeur

Dans le cas d'un écoulement en milieu non saturé, il est aussi nécessaire de tenir compte des échanges qui s'opèrent en phase gazeuse. Le flux associé est alors décrit par un mécanisme de diffusion moléculaire à partir de la loi de Fick, soit par une relation entre le flux d'eau en phase vapeur  $q_w$  ( $\text{m.s}^{-1}$ ) et la variation de masse volumique de la vapeur d'eau  $\rho_w$  ( $\text{kg.m}^{-3}$ ). Dans un cas unidimensionnel, celle-ci s'écrit :

$$q_w = -\frac{D_w}{\rho_l} \frac{\partial(\rho_w)}{\partial z} \quad (1.39)$$

où  $D_w$  est le coefficient de diffusion de la vapeur d'eau dans l'air ( $\text{m}^2.\text{s}^{-1}$ ) et  $\rho_l$  la masse volumique de l'eau liquide ( $\text{kg.m}^{-3}$ ). En écrivant,  $\rho_w$  en fonction de  $h$  et de  $T$ , il vient alors :

$$\frac{\partial \rho_w(h, T)}{\partial z} = \left[ \frac{\partial \rho_w}{\partial h} \right]_T \frac{\partial h}{\partial z} + \left[ \frac{\partial \rho_w}{\partial T} \right]_h \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1.40)$$

ce qui conduit finalement à :

$$q_w = -D_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} - D_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1.41)$$

où  $D_{vh}$  est le coefficient isotherme de diffusion de la vapeur ( $\text{m.s}^{-1}$ ) et  $D_{vT}$  le coefficient de diffusion de la vapeur associé au gradient thermique ( $\text{m}^2.\text{s}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ), respectivement donnés par :

$$D_{vh} = \frac{D_w}{\rho_l} \left[ \frac{\partial \rho_w}{\partial h} \right]_T \quad (1.42)$$

$$D_{vT} = \frac{D_w}{\rho_l} \left[ \frac{\partial \rho_w}{\partial T} \right]_h \quad (1.43)$$

### 1.2.2.3 Equation des échanges hydriques totaux

L'équation générale de l'écoulement est obtenue après combinaison de l'équation de Darcy-Buckingham (1.37 ou 1.38) avec le principe de conservation de la masse d'eau liquide. En supposant l'eau incompressible et le sol indéformable, ce dernier s'écrit, toujours dans un cas unidimensionnel suivant  $z$  :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q_t}{\partial z} \quad (1.44)$$

avec  $q_t$  la densité de flux d'eau totale ( $\text{m.s}^{-1}$ ) :

$$q_t = q_l + q_w \quad (1.45)$$

Par conséquent, en considérant le potentiel matriciel comme variable principale, l'utilisation combinée de l'équation (1.37) avec l'équation de continuité (1.44) aboutit respectivement à l'équation de Richards (1931) exprimée en variation de potentiel matriciel ou de teneur en eau :

$$C_h \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ (D_{vh} + K(h)) \frac{\partial h}{\partial z} + D_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} + K_s(h) \right\} \quad (1.46)$$

où  $C_h$  est la capacité capillaire ( $\text{m}^{-1}$ ) représentant la variation de teneur en eau par unité de variation de charge de pression matricielle :

$$C_h = \frac{\partial \theta}{\partial h} \quad (1.47)$$

### 1.2.3 Transferts de chaleur dans le sol

Les transferts de chaleur dans le sol se font à la fois sous formes conductive et convective. Les premiers sont largement prépondérants et par conséquent les seconds généralement négligés (un complément d'information pourra être trouvé dans l'ouvrage de Musy et Soutter (1991)). Sous cette hypothèse, la chaleur se propage seulement par conduction de chaleur dans la matrice solide. Cette composante s'exprime partiellement par l'intermédiaire de la loi de Fourier (cf. Eq.1.6) reliant le flux de chaleur par conduction  $J_d$  ( $\text{W.m}^{-2}$ ) au gradient de température. Dans le cas unidimensionnel, il vient :

$$J_d = -\lambda_o \frac{\partial T}{\partial z} \quad (1.48)$$

où  $\lambda_o$  est la conductivité thermique du sol ( $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ), encore appelée coefficient de Fourier. Elle dépend de la composition, de l'arrangement et de la forme de ses particules constitutives, et de la présence d'eau et d'air (Chanzy, 1995). Tout ceci implique que la conductivité thermique évolue constamment dans le temps et dans l'espace et est particulièrement sensible à la teneur en eau du sol.

La prise en compte des transferts hydriques sous forme gazeuse ajoute aussi sa contribution à la propagation de la chaleur dans le sol. Le flux de chaleur sensible associé à ce processus  $J_w$  ( $\text{W.m}^{-2}$ ) s'écrit simplement :

$$J_w = L \rho_l q_w \quad (1.49)$$

Pour déduire l'équation de transfert de la chaleur, on a recours à une équation de continuité comme dans le cas des transferts de masse. Dans ce cas, on utilise la relation qui exprime le principe de conservation de l'énergie. Celle-ci s'écrit dans le cas unidimensionnel suivant  $z$  et sous l'hypothèse que l'on néglige les transferts de chaleur par convection (Dantas Antonino, 1992) :

$$C_T \frac{\partial T}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} (J_d + J_w) \quad (1.50)$$

où  $C_T$  est la capacité calorifique apparente du milieu poreux ( $\text{J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$ ) qui dépend elle aussi de la teneur en eau volumique. La combinaison des équations (1.48), (1.49) et (1.50) permet ainsi d'aboutir à l'expression de l'équation des transferts de chaleur dans un milieu non saturé :

$$C_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ L \rho_l D_{vh} \frac{\partial h}{\partial z} + (\lambda_o + L \rho_l D_{vT}) \frac{\partial T}{\partial z} \right\} \quad (1.51)$$

### 1.2.4 Couplage des transferts d'eau et de chaleur

Les équations du transport de la masse (1.46) et de la chaleur (1.51) doivent être résolues de manière couplée car elles font toutes les deux intervenir les gradients de température et de charge de pression matricielle. Pour cela, le système formé de ces deux équations est souvent réécrit sous la forme :

$$\begin{cases} C_h \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D_{mh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{mT} \frac{\partial T}{\partial z} + K \right) \\ C_T \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D_{ch} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{cT} \frac{\partial T}{\partial z} \right) \end{cases} \quad (1.52)$$

avec  $D_{mh}$  conductivité isotherme de l'eau liquide ( $\text{m.s}^{-1}$ ),  $D_{mT}$  diffusivité thermique de la vapeur ( $\text{m}^2.\text{s}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ),  $D_{ch}$  conductivité isotherme de la vapeur d'eau ( $\text{W.m}^{-2}$ ) et  $D_{cT}$  conductivité thermique apparente du milieu poreux ( $\text{W.m}^{-1}.\text{K}^{-1}$ ), définies respectivement par :

$$D_{mh} = K + D_{vh} \quad (1.53)$$

$$D_{mT} = D_{vT} \quad (1.54)$$

$$D_{ch} = L \rho_l D_{vh} \quad (1.55)$$

$$D_{cT} = \lambda_o + L \rho_l D_{vT} \quad (1.56)$$

La résolution du système (1.52) est souvent réalisée de manière numérique par des méthodes de différences finies ou en éléments finis (Chanzy, 1991 b). Elle nécessite en outre la connaissance de conditions initiales et aux limites. Les conditions initiales se composent des profils dans le sol de la température et du potentiel matriciel (ou indirectement de la teneur en eau). Les conditions à la limite peuvent être constituées par les températures et les potentiels à la surface et au fond de la colonne sol considérée ou bien par les flux de chaleur et de masse aux mêmes endroits. Dans tous les cas, les conditions de surface peuvent être fournies par la résolution du bilan d'énergie à l'interface SVA. Au fond de la colonne, diverses solutions sont envisageables : on peut imaginer par exemple une évolution temporelle saisonnière de la température et une condition sur l'écoulement (flux gravitaire, flux constant, pas d'écoulement, etc.).

Il est important de noter également que les divers coefficients qui interviennent sont aussi fonction de la température et de la teneur en eau volumique du sol. Leur estimation devra aussi reposer sur cette considération.

## **Chapitre 2**

# **De la modélisation des processus de surface à l'assimilation des données de télédétection : Problématique**

Le chapitre précédent a introduit brièvement les bases physiques théoriques sur lesquelles repose la description des échanges d'énergie et de masse dans les couverts végétaux. On a pu se rendre compte du grand nombre de processus mis en jeu, de leur interdépendance, ainsi que du nombre de paramètres nécessaires à leur description. La compréhension du fonctionnement du couvert végétal passe nécessairement par la compréhension de chacun de ces mécanismes. Elle est souvent envisagée par voie de modélisation numérique. Les modèles dévolus à cette tâche sont appelés modèles de Transferts Sol-Végétation-Atmosphère (TSVA). Il en existe actuellement une multitude, utilisés dans les disciplines variées telles que la météorologie, la climatologie, l'hydrologie et l'agronomie. En règle générale, le niveau de complexité du modèle est en adéquation avec le nombre de paramètres nécessaires à son fonctionnement. La connaissance de ces derniers est souvent délicate. En premier lieu, elle nécessite la mise en œuvre de lourds moyens expérimentaux *in situ* ou en laboratoire, souvent sujets à des problèmes de variabilité spatiale et temporelle. D'autre part, faute de moyens mis en œuvre lors des campagnes expérimentales et du fait que certains paramètres ne sont pas mesurables directement, elle nécessite aussi des études bibliographiques complémentaires.

La télédétection permet d'observer de manière globale et régulière les évolutions de l'état hydrique et énergétique des surfaces terrestres, ainsi que leurs propriétés structurales. Elle permet ainsi de fournir une information sur la surface directement utilisable dans les modèles TSVA. Cependant cette étape reste relativement complexe car les données de télédétection ne sont pas directement liées aux variables simulées par les modèles. On doit alors avoir recours à une autre catégorie de modèles numériques, dits du transfert radiatif (TR), décrivant le cheminement du rayonnement électromagnétique dans le couvert végétal et l'atmosphère en fonction des propriétés structurales et biophysiques du couvert et de l'atmosphère. Dans l'objectif d'exploitation des données de télédétection dans les modèles TSVA, deux stratégies de modélisation sont ensuite applicables à l'aide des modèles TR. La première est basée sur l'inversion du modèle TR. Dans ce cas, il est alors possible de retrouver certaines propriétés biophysiques en vue de leur exploitation directe dans la modélisation TSVA. L'autre approche consiste à coupler le modèle TSVA avec le modèle TR afin de simuler directement la grandeur de télédétection. Il est alors possible de retrouver certaines

propriétés biophysiques du couvert végétal permettant de simuler de manière optimale la grandeur de télédétection. Quelle que soit la méthode appliquée, cette étape d'exploitation des grandeurs de télédétection constitue ce que l'on appelle communément "l'assimilation des données de télédétection dans les modèles du fonctionnement des couverts végétaux".

Ce chapitre aura donc pour objectif de présenter la problématique sous-jacente à l'assimilation des données de télédétection dans les modèles TSVA. Pour cela, il s'attachera dans un premier temps à présenter les concepts sur lesquels reposent les divers types de modèles TSVA (§ 2.1). Il montrera ensuite en quoi la télédétection représente un outil potentiellement intéressant pour l'étude du fonctionnement des couverts végétaux (§ 2.2). Les techniques propres d'assimilation des données dans les modèles seront alors présentées dans la partie suivante (§ 2.3), ce qui finalement permettra de présenter le travail qui sera développé dans cette étude et dans ce contexte (§ 2.4).

## 2.1 Modélisation TSVA

Durant ces 20 dernières années, un développement des modèles TSVA s'est opéré au sein de différentes communautés scientifiques. Les spécificités de ces modèles sont généralement en adéquation avec les objectifs scientifiques qui découlent de chacune de ces communautés. Par exemple :

- les météorologues et les climatologues s'intéressent surtout au bilan d'énergie, et plus particulièrement à la partition de l'énergie disponible entre chaleur sensible et évapotranspiration en vue des prévisions météorologiques et climatiques. Ils utilisent les modèles TSVA en tant que paramétrisation de la limite inférieure des modèles de circulation atmosphérique (échelles globales ou méso).
- les hydrologues s'intéressent plus au bilan hydrique, particulièrement dans l'estimation de l'évapotranspiration et des transferts de masse à l'interface et dans le sol, dans le but d'une meilleure gestion de l'irrigation et du stock d'eau.
- les agronomes utilisent essentiellement les modèles TSVA comme outils de recherches à des fins écologiques et agricoles, notamment dans la gestion des bilans de carbone et d'azote et la prévision du rendement des cultures.

Dans ce sens, chaque communauté a sa façon particulière de faire fonctionner les modèles TSVA en termes de séquence temporelle et de résolution spatiale. Typiquement, les différences peuvent aller respectivement pour l'aspect temporel de quelques minutes à plusieurs jours et pour l'aspect spatial de l'échelle de la plante à plusieurs milliers de km<sup>2</sup>. Il découle évidemment de l'ensemble de ces considérations que les modèles TSVA ne s'attachent pas tous à décrire et à prendre en compte les processus de surface de la même manière. Dans la communauté scientifique, on a ainsi coutume de classer les schémas de surface en fonction de leur représentation du milieu (Sol-Végétation-Atmosphère) et des processus biophysiques interagissant. Bien qu'une telle classification typologique ait déjà été introduite par Boulet (1999), il nous semble indispensable d'en reprendre les grandes lignes dans ce travail. Toutefois, celle-ci sera plus particulièrement orientée à notre propre contexte d'étude. Nous y apporterons quelques précisions supplémentaires, notamment sur le module SVA en présentant de manière plus détaillée les options de modélisation de ce module en accord avec les travaux de Huntingford et al. (1995) et de Lhomme et Chehbouni (1999), ainsi que les paramétrisations des résistances aérodynamiques communément utilisées. Afin

de rester en accord avec la description des processus de surface introduite au Chapitre 1 mais aussi avec la suite du document, il est important de souligner que nous ne présenterons que des modèles TSVA décrivant les échanges verticaux. Sous cette hypothèse, on peut considérer qu'il existe trois grands types de modélisation respectivement pour l'interface SVA et pour le sol :

#### **Modélisation de l'interface SVA :**

- modèle simple source (ou simple couche)
- modèle multicouches
- modèle multisources

#### **Modélisation du sol :**

- modèle à une couche (ou "simple bucket")
- modèle conceptuel à deux couches (ou "Force-Restore")
- modèle physique discrétisé

### **2.1.1 Modélisation de l'interface SVA**

#### **2.1.1.1 Modèle simple source**

Le modèle simple source (ou simple couche) considère le couvert végétal comme une entité suffisamment homogène pour être décrit dans son ensemble par une seule température et une seule humidité spécifique (Fig. 2.1). De ce fait, les échanges radiatifs et convectifs sont respectivement décrits à l'aide des relations introduites en (1.5), (1.14) et (1.15). Cependant, il devient indispensable de définir les niveaux atmosphériques  $Z_1$  et  $Z_2$  entre lesquels va être calculée la résistance aérodynamique (Eq. 1.24). Le choix du niveau supérieur  $Z_2$  ne pose pas spécialement de problème car il correspond généralement au niveau de mesures  $Z_a$  des paramètres micro-météorologiques ( $u_a$ ,  $T_a$  et  $q_a$ ). Par opposition, l'estimation du niveau atmosphérique  $Z_1$  est plus délicate. Le problème est intrinsèque à la représentation simplifiée du milieu par le modèle. La modélisation "simple source" fait l'hypothèse que les flux de surface émanent tous d'une source fictive et effective de chaleur et d'humidité située dans le couvert (en supposant de plus que les sources de chaleur et d'humidité sont identiques). En réalité, chaque élément du couvert apporte sa contribution aux flux turbulents ; l'ensemble formant ainsi un réseau complexe de sources dynamiquement variables. La source effective de chaleur et d'humidité doit donc être d'une part représentative de l'ensemble des contributions élémentaires du couvert végétal et d'autre part caractérisée par sa propre température et sa propre humidité. Les définitions associées à cette température et à cette humidité restent pour les moins équivoques ; les écarts entre les divers éléments du couvert pouvant être très importants et soumis à de brusques variations. Par exemple, Troufleau



(1996) indique qu'entre le sol et la végétation, ces écarts peuvent avoisiner 20 K dans le cas de couverts épars en zone aride et semi-aride.

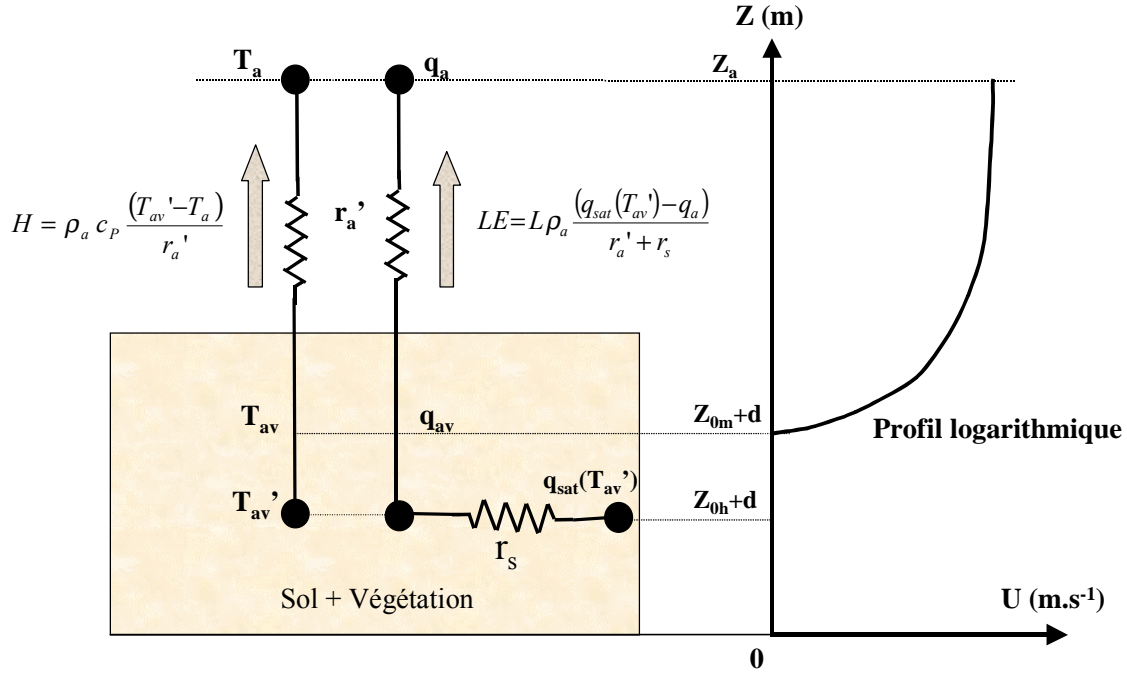


Fig. 2.1 : Modèle simple source : Schéma résistif et profil de vent

En adéquation avec ces difficultés spécifiques à la définition de la température et d'humidité de surface, le positionnement de la source fictive s'avère relativement problématique. Une solution envisagée par Monteith (1963) consiste à positionner les sources de chaleur au niveau du puits de quantité de mouvement, soit en  $Z_0+d$  (Remarque : dans le cas des transferts de quantité de mouvement, il n'existe pas spécialement de problèmes de positionnement de cette source car par définition, la vitesse du vent associé au puits de quantité de mouvement est nulle). Cette solution a le mérite de faciliter le calcul de la résistance aérodynamique (bien qu'elle nécessite en outre une estimation de  $Z_0$  et  $d$ ). Elle introduit par ailleurs la notion de température aérodynamique du couvert  $T_{av}$  (K) en  $Z_0+d$ . Cette dernière ne correspond pas à la température thermodynamique qu'aurait l'air dans le couvert au niveau  $Z_0+d$ , mais doit être perçue comme un artefact qui facilite la modélisation des flux turbulents, en donnant notamment à l'air une température fictive pour qu'il se comporte entre  $Z_0+d$  et  $Z_a$  comme une source de chaleur identique à l'ensemble du couvert. En négligeant la présence d'une sous-couche rugueuse (ce qui est le cas dans ce genre d'approche), la résistance et le flux de chaleur sensible s'écrivent alors :

$$r_a = \int_{z_0+d}^{Z_a} \frac{dz}{K_m(z)} = \frac{1}{ku} * \ln\left(\frac{Z_a - d}{Z_0}\right) \quad (2.1)$$

$$H = \rho_a c_p \frac{(T_{av} - T_a)}{r_a} \quad (2.2)$$

Par la suite, Thom (1972) suggéra que les transferts de chaleur étaient moins efficaces que ceux de quantité de mouvement, et que par conséquent, ils rencontraient une résistance aérodynamique plus importante. Il imagina alors qu'ils provenaient d'une source fictive de chaleur  $T_{av}'$  (K), située plus en profondeur dans le couvert. Ceci se traduit par l'ajout d'une résistance aérodynamique supplémentaire pour les transferts de chaleur, définie par :

$$r_a' = \frac{1}{ku^*} \ln \left( \frac{Z_a - d}{Z_{0h}} \right) = r_a + \frac{1}{ku^*} \ln \left( \frac{Z_0}{Z_{0h}} \right) \quad (2.3)$$

où  $Z_{0h}$  est la longueur de rugosité pour les transferts de chaleur (m). Le second terme du membre de droite est appelé résistance additionnelle aux transferts de chaleur dont la partie logarithmique apparaît souvent dans la littérature sous le terme adimensionné  $ku^{-1}$ . Par équivalence avec  $Z_0$ , la longueur de rugosité pour les transferts de chaleur  $Z_{0h}$  correspond à l'altitude où le profil logarithmique de température prend sa valeur de surface. Toutefois si l'on arrive à percevoir physiquement la notion de  $Z_0$  ou de nullité de vent dans le couvert, il reste bien plus difficilement concevable de définir une température dite de surface, basée sur ces seules considérations aérodynamiques (Brunet et al., 1991). L'expression du flux de chaleur sensible dans ces conditions devient alors :

$$H = \rho_a c_p \frac{(T_{av}' - T_a)}{r_a'} \quad (2.4)$$

où  $T_{av}'$  est la température moyenne au niveau fictif  $Z_{0h}+d$ . Cette dernière est encore appelée température aérodynamique pour la chaleur sensible ; cette précision ayant pour objectif d'interdire toute confusion avec  $T_{av}$  (Norman et al., 1995).

Un raisonnement analogue a été appliqué au flux d'évapotranspiration. Ainsi, on considère que les sources de vapeur d'eau sont plus ancrées en profondeur dans le couvert que celles de quantité de mouvement. D'un autre côté, mais toujours en accord avec ce qui a été introduit précédemment, aucune différence avec les sources de chaleur n'a pu être mise en évidence (Garrat et Hicks, 1973 ; Brutsaert, 1982). La résistance aérodynamique pour le flux de chaleur latente sera donc définie comme en (2.1). Cependant, l'expression du flux d'évapotranspiration repose généralement sur l'utilisation combinée de la résistance aérodynamique et d'une résistance dite de surface. Cette dernière puise son origine dans le fait que les échanges de masse interviennent que très rarement depuis la surface des éléments du couvert végétal. Pour ce type de modélisation où il n'y a pas de distinction propre entre les fonctionnements du sol et de la végétation, la résistance de surface doit tenir compte simultanément de chacune de ces deux entités (sol et végétation), bien que les effets liés à la végétation semblent prépondérants (Troufleur, 1996). Pour la végétation, on considère alors que la transpiration s'effectue depuis les cavités sous-stomatiques, supposées être à la pression de vapeur de saturation. Monteith (1965) fut le premier à considérer que les éléments foliaires pouvaient être décrits comme une seule et large feuille (modèle "big leaf" en anglais). Dans ces conditions, le flux de chaleur latente s'écrit alors :

$$LE = L \rho_a \frac{(q_{sat}(T_{av}') - q_a)}{r_a' + r_s} \quad (2.5)$$

où  $q_{sat}(T_{av}')$  est la pression de vapeur saturante à la température  $T_{av}'$  et  $r_s$  est la résistance de surface, appelée aussi dans ce cas résistance de surface du couvert. Celle-ci a été largement étudiée ces dernières années, ce qui a favorisé l'établissement de diverses paramétrisations (Jarvis, 1976 ; Federer, 1979). Elles reposent souvent sur la prescription d'une résistance

stomatique minimale, modifiée par certains facteurs environnementaux (rayonnement solaire, humidité de l'eau, déficit de saturation, température, ...). L'utilisation de la résistance de surface dans l'expression du flux LE a l'avantage d'éliminer les problèmes liés à la définition de l'humidité de surface puisque désormais seule la température aérodynamique pour la chaleur sensible devient nécessaire au calcul de l'évapotranspiration.

### 2.1.1.2 Modèle multicouche

Pour s'affranchir des problèmes liés à la définition d'une température de surface, des approches de modélisation multicouches ont été développées. Elles consistent à découper verticalement le couvert en plusieurs strates, chacune d'elles représentant une source potentielle de chaleurs sensible et latente. Cette approche favorise en outre la séparation du flux d'évapotranspiration en ses deux composantes élémentaires : évaporation du sol et transpiration de la végétation. La distinction de ces deux entités se justifie pleinement par un fonctionnement hydrique différent ; l'état hydrique de la couche superficielle du sol évoluant plus rapidement que celui de la végétation car cette dernière a accès à un réservoir sol plus important par l'intermédiaire de son système racinaire (Troufseau, 1996). Nous ne présenterons en détail que le modèle à deux couches (ou bi-couches) qui représente le plus simple des modèles multicouches ; ces derniers étant plus dédiés à l'étude des couverts fortement hétérogènes (Fig. 2.2).

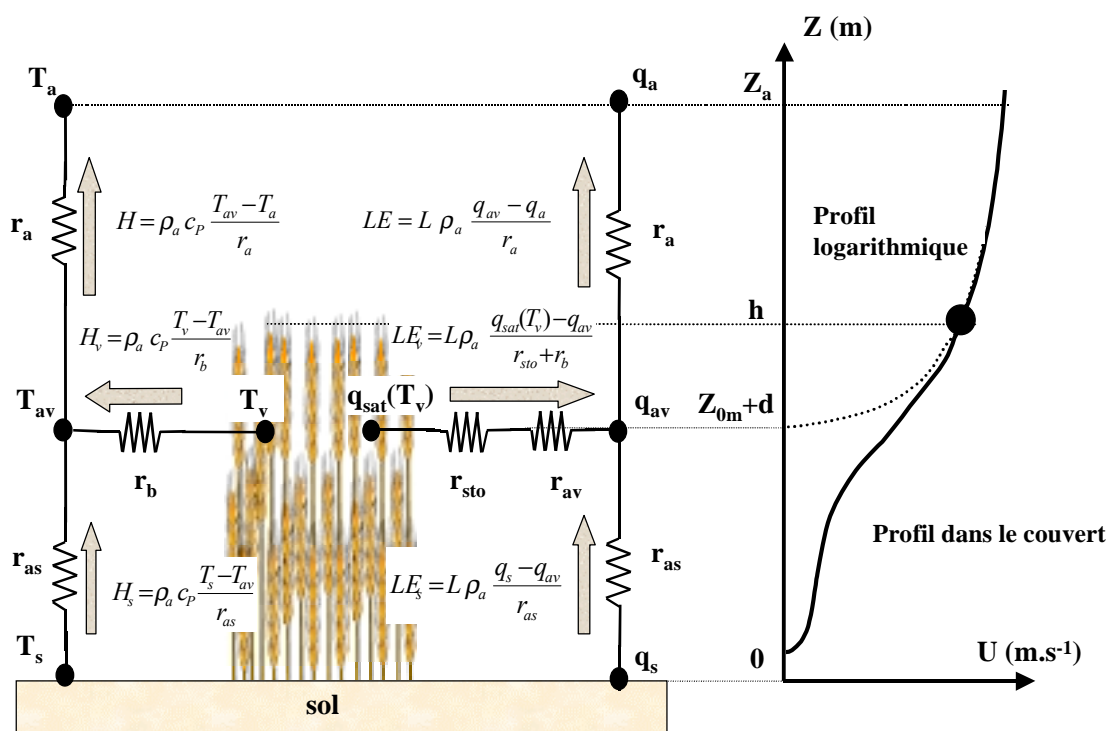


Fig. 2.2 : Modèle bi-couches : Schéma résistif et profil de vent

En reprenant les travaux de Deardorff (1978), Shuttleworth et Wallace (1985) ont fortement contribué à l'élaboration du modèle bi-couches. Sa principale originalité est de considérer le sol et la végétation comme deux entités suffisamment homogènes afin de caractériser chacune d'elle à l'aide d'une température propre et d'une humidité propre. Le modèle tient alors compte des fonctionnements du sol et de la végétation en contrôlant

respectivement leur propre bilan d'énergie.

$$\begin{aligned} Rn_s &= H_s + LE_s + G \\ Rn_v &= H_v + LE_v \end{aligned} \quad (2.6)$$

où  $Rn_i$ ,  $H_i$ , et  $LE_i$  ( $W.m^{-2}$ ) représentent respectivement le rayonnement net, le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente de la composante ( $i$ ), soit le sol ( $s$ ) ou la végétation ( $v$ ). La modélisation des échanges radiatifs ne peut plus être envisagée de la même manière que dans le modèle simple source puisqu'il devient alors nécessaire d'établir un bilan radiatif pour chacune de ces deux composantes. On considère généralement la végétation comme un milieu semi-transparent dont la densité et la structure conditionnent la fraction des rayonnements solaire et atmosphérique arrivant au sol. Shuttleworth et Wallace (1985) par exemple utilisent une loi de type Beer pour exprimer le rayonnement net du sol  $Rn_s$  en fonction du rayonnement net total :

$$Rn_s = Rn e^{\sigma_f LAI} \quad (2.7)$$

où  $\sigma_f$  est le coefficient d'extinction représentatif de la structure du couvert et supposé constant par les auteurs ( $= 0.7$ ), LAI l'indice foliaire (Leaf Area Index en anglais) représentatif de la surface totale de feuilles par unité de surface au sol ( $m^2.m^{-2}$ ). Cette modélisation a été plusieurs fois reprises dans les modèles bi-couches (Choudhury et Monteith, 1988 ; Massman, 1992,) mais il en existe d'autres plus sophistiquées (Taconet et al., 1986 ; Olioso, 1992 ; Braud et al., 1995a). Des exemples de modélisations du transfert radiatif dans les TSVA seront présentés dans le Chapitre 3. Quelle que soit la modélisation utilisée dans les modèles bi-couches, on considère toujours l'égalité suivante :

$$Rn = Rn_s + Rn_v \quad (2.8)$$

L'expression de chacune des composantes turbulentes présentes dans les deux équations introduites en (2.6) reste basée sur l'analogie électrique (Fig. 2.2). La jonction entre les deux sources de chaleur et d'humidité est supposée se faire au niveau aérodynamique  $Z_0+d$ . Au-dessus de cette cote altimétrique, le modèle estime les flux convectifs totaux émanant de l'ensemble du couvert végétal. Comme dans le cas du modèle simple source, la température aérodynamique  $T_{av}$  et l'humidité aérodynamique  $q_{av}$  de l'air présent dans le couvert permettent de déterminer les sources équivalentes de chaleur et d'humidité à l'ensemble du couvert. Toutefois, dans le modèle bi-couches, elles sont aussi en relation avec les sources propres au sol et la végétation ; ce concept se traduisant aussi par une relation additive entre les composantes turbulentes du sol et de la végétation.

$$\begin{aligned} H &= H_s + H_v \\ LE &= LE_s + LE_v \end{aligned} \quad (2.9)$$

Cette fois à l'inverse des modèles simple couche, il n'est plus nécessaire de définir une source fictive de chaleur ancrée plus en profondeur dans le couvert (donc un  $Z_{oh}$ ). Ce phénomène est désormais explicitement pris en compte dans la description des flux de chaleur sensible et latente de la végétation, par l'adjonction d'une résistance de couche limite foliaire du couvert  $r_{av}$  ( $s.m^{-1}$ ). On considère par ce facteur que la propagation de chaleur entre la surface et l'air dans le couvert se fait par diffusion moléculaire. L'écoulement n'y est donc plus turbulent mais laminaire. Certaines études expérimentales en souffleries ont montré que pour un élément foliaire, la résistance de couche limite foliaire était proportionnelle à la

vitesse du vent dans le couvert et à sa dimension dans la direction du vent (Cowan, 1968 ; Jones, 1983).

$$r_{cl}(z) = A' \left( \frac{\omega}{u(z)} \right)^{1/2} \quad (2.10)$$

où  $r_{cl}$  est la résistance de couche limite par unité de surface foliaire,  $\omega$  (m) la dimension de la feuille dans la direction du vent et  $A'$  une constante traduisant certaines propriétés moléculaires de l'air ( $\approx 100 \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{1/2}$ ). En supposant le LAI uniformément réparti sur la hauteur du couvert  $h_c$  (m), ce qui se traduit par  $dL/dz = \text{LAI}/h_c$  où  $dL$  est l'indice foliaire contenu dans la couche d'épaisseur  $dz$ , le passage à l'ensemble du couvert (de  $r_{cl}$  à  $r_{av}$ ) est obtenu par l'équation suivante :

$$\frac{1}{r_{av}} = \int_0^{\text{LAI}} \frac{dL}{r_{cl}(z)} = \frac{\text{LAI}}{h A' \omega^{1/2}} \int_0^h (u(z))^{1/2} dz \quad (2.11)$$

Parallèlement, la résistance aérodynamique dans le couvert  $r_{as}$  ( $\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$ ) intervient dans le calcul des échanges convectifs de la composante sol. Par définition, elle est très proche de  $r_a$ , mais on a vu que dans le couvert, sous l'effet des différents organes végétaux, on ne pouvait plus considérer les flux comme conservatifs. Le puits de quantité de mouvement se trouve alors finalement beaucoup plus en profondeur dans le couvert et le profil du vent ne peut plus être décrit par une loi logarithmique. On a alors généralement recours à des paramétrisations empiriques pour décrire les nouveaux profils du vent et la diffusivité turbulente dans le couvert. Par exemple, des relations de type sinus hyperbolique ont été introduites par Cowan (1968). Cependant, elles ne permettent pas d'exprimer analytiquement les résistances aérodynamiques et il devient nécessaire d'avoir recours à des techniques numériques pour les calculer. Shuttleworth et Wallace (1985) ont repris dans leur modèle les travaux effectués par Inoue (1963) pour exprimer ces quantités à partir de lois exponentielles. Ces relations sont fréquemment utilisées dans les modèles TSVA. D'autre part, Thom (1971, 1972) propose une relation empirique afin de paramétrer la vitesse du vent au niveau aérodynamique  $Z_0+d$  en fonction du LAI, d'un facteur d'écran aérodynamique empirique et d'un facteur de partition de la quantité de mouvement. L'expression des résistances aérodynamiques est ensuite possible (Thom, 1972, Taconet, 1986 et 1987). Le détail de plusieurs paramétrisations couramment utilisées dans les modèles TSVA bi-couches et multicouches pourra être trouvé en Annexe A. D'autre part, leur influence sur la simulation des flux de surface, de la température de sol et de la température de la végétation a aussi été étudiée à l'échelle de la parcelle dans le cadre de cette thèse. Il a particulièrement été montré que le choix de la paramétrisation aérodynamique dans un modèle TSVA bi-couche pouvaient engendrer des différences de plus de  $2^\circ\text{C}$  sur l'estimation des températures effectives du sol et de la végétation. Ceci se répercute sur la simulation de la température radiative qui est une variable accessible par télédétection infrarouge thermique et assimilable dans les modèles TSVA. Du fait de l'empirisme sur lequel repose l'ensemble de ces paramétrisations, il semble toutefois malheureusement délicat de discuter qu'en au choix d'une paramétrisation particulière.

Finalement, ces nouvelles paramétrisations permettent d'estimer les deux nouvelles résistances aérodynamiques. Elles peuvent aussi être prises en compte dans le calcul de la résistance aérodynamique  $r_a$ . En effet, comme par définition  $r_a$  est calculée par intégration de l'inverse de la diffusivité turbulente entre le niveau  $Z_0+d$  et  $Z_a$ , les nouvelles paramétrisations jouent un rôle entre  $Z_0+d$  et la hauteur du couvert  $h_c$ . La résistance aérodynamique est alors calculée par morceaux à l'aide des différents profils de vent et de diffusivités turbulentes. La

continuité des profils de vent est généralement assurée au niveau  $h_c$  (Fig. 2.2, symbolisé par •). Cette influence sur le calcul de  $r_a$  peut ou bien être négligée (Choudhury et Monteith, 1988) ou bien être prise en compte (Shuttleworth et Wallace, 1985, Shuttleworth et Gurney, 1987). Par ailleurs, Sellers et al. (1986, 1996) tiennent aussi compte de la présence d'une sous-couche rugueuse, affectant le profil de vent logarithmique au-dessus du couvert.

Les modèles multicouches (plus de deux couches) décomposent la végétation en plusieurs strates superposées. Ils peuvent ainsi considérer la présence de plusieurs types de végétation (sous bois et couvert arboré) ou des différences de fonctionnement qui existent au sein d'un même type (conditions d'éclairement différentes). Ils représentent des outils intéressants pour l'étude de couverts fortement hétérogènes, notamment les couverts arborés. Par ailleurs, la "K-theory" reste utilisée dans certains modèles multicouches (van de Griend et van Boxel, 1989 ; Sellers et al., 1996). D'autres approches ont aussi été envisagées, comme par exemple celle basée sur la théorie lagrangienne (Raupach, 1989 ; Ogée, 2000).

### 2.1.1.3 Modèle multisource

Le modèle à plusieurs sources peut être envisagé comme une extension du modèle "big leaf" (Huntingford et al., 1995). La représentation du couvert est réalisée par la juxtaposition côte à côte de plusieurs sources indépendantes (sol nu, divers types de végétation, stock de neige, ...), chacune occupant un certain taux de couverture de la surface totale. Les flux turbulents qui émanent verticalement de chacune de ces sources sont supposés ne pas interagir entre eux (Blyth et Harding, 1995, Norman et al, 1995 ; Kustas et Norman, 1996 ; Lhomme et Chehbouni, 1999). Les modèles "mosaïque" ont été essentiellement développés par les communautés des météorologistes et des climatologues, par exemple en tant que paramétrisation sous maille de surface à des modèles MCG. Leur utilisation semble plus appropriée aux zones de très grandes hétérogénéités spatiales (Lhomme et Chehbouni, 1999). La communauté scientifique internationale a procédé récemment à une campagne d'intercomparaison entre plusieurs schémas utilisés en tant que paramétrisation de surface et dont la très grande majorité appartenait exclusivement aux modèles multisources (Project for Intercomparison of Land surface Parameterization Schemes (PILPS) ; Henderson-Sellers et al., 1993). De manière générale, les résultats de cette expérience ont confirmé que la redistribution de l'énergie incidente et des précipitations était très variable suivant les modèles (Wood et al., 1998, Liang et al., 1998).

Il existe de grandes différences entre les modèles multisources, que ce soit dans le nombre de sources considérées ou dans la description des mécanismes associés, ce qui a pour conséquence d'en compliquer la présentation. Dans notre contexte d'étude, il n'est pas nécessaire de décrire les mécanismes associés à la présence de la neige. Nous nous attacherons par conséquent à présenter les modèles qui considèrent uniquement le sol et un seul type de végétation. Pour ces modèles, les flux radiatifs et convectifs pour l'ensemble du couvert sont reliés aux composantes sol et végétation par l'équation suivante :

$$F = (1 - veg) F_s + veg F_v \quad (2.12)$$

où  $F$  représente  $R_n$ ,  $H$  ou  $LE$  et  $veg$  le taux de couverture de la végétation. L'expression des diverses composantes turbulentes diffère suivant que le modèle résout un ou deux bilans d'énergie (un pour le sol et l'autre pour la végétation). Ceci revient à calculer dans le premier cas une seule température pour l'ensemble du couvert (Noilhan et Planton, 1989 ; Acs et

Hantel, 1998) et dans le second cas, une température sol et une température végétation (Dickinson et al., 1986 ; Desborough et Pitman, 1998).

Le modèle ISBA (Noilhan et Planton, 1989 ; Noilhan et Mahfouf, 1996), utilisé en tant que paramétrisation de surface dans le modèle de prévision météorologique de Météo France (ARPEGE), est un exemple typique de modèle qui utilise une couche et deux sources. Le rayonnement net et le flux de chaleur sensible sont alors décrits de la même façon que dans le modèle simple couche (Eq. 1.5 et Eq. 2.4, exception faite sur la stabilité thermique introduite dans le calcul de la résistance aérodynamique). Par opposition, l'évapotranspiration du couvert distingue les contributions sol et végétation, notamment par la prise en compte d'une résistance stomatique  $r_{sto}$  et d'une résistance de surface pour le sol  $r_{sol}$ . De plus,  $LE_v$  est composée de l'évaporation directe des précipitations interceptée par le couvert végétal  $LE_w$  ( $W.m^{-2}$ ) et de la transpiration foliaire  $LE_t$  ( $W.m^{-2}$ ). Les équations de ces trois contributions sont alors indiquées ci dessous :

$$LE_s = L \rho_a \frac{(h_u q_{sat}(T_c) - q_a)}{r_a} \quad (2.13)$$

$$LE_w = L \rho_a \delta \frac{(q_{sat}(T_c) - q_a)}{r_a} \quad (2.14)$$

$$LE_t = L \rho_a (1 - \delta) \frac{(q_{sat}(T_c) - q_a)}{r_a + r_{sto}} \quad (2.15)$$

où  $h_u$  est l'humidité relative du sol,  $\delta$  la fraction du couvert recouvert par les précipitations interceptées (Deardorff, 1978). A noter que le calcul de la résistance aérodynamique  $r_a$  dans le modèle ISBA fait appel à des corrections de stabilité (pour une revue détaillée cf. Noilhan et Mahfouf, 1996).

Ce mécanisme d'interception directe des précipitations par la végétation est aussi très souvent pris en compte dans les modèles multisources (Taconet et al., 1986 ; Braud et al., 1995a).

## 2.1.2 Modélisation du sol

### 2.1.2.1 Modèle mono-réservoir ("Simple bucket")

Pour ces modèles, la représentation de la colonne sol se fait de la manière la plus simple qu'il soit, c'est à dire par la prescription d'un seul réservoir pour lequel la teneur en eau volumique est homogène. La profondeur du réservoir correspond à la moyenne des profondeurs maximales du front d'infiltration et du front d'évaporation ou à la profondeur d'enracinement de la végétation (Boulet, 1999). Le bilan de masse s'écrit alors :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{1}{d_r} (P - E - I - R) \quad (2.16)$$

où  $d_r$  est la profondeur du réservoir et P, E, I et R sont respectivement les précipitations, l'évaporation, l'infiltration et le ruissellement de surface, cumulés sur  $\partial t$ .

### 2.1.2.2 Modèle "Force-Restore"

Le sol dans le modèle "force-restore" est représenté par deux réservoirs, chacun d'eux étant défini par une température moyenne et un contenu en eau moyen. Le comportement thermique du modèle repose sur le formalisme introduit par Bhumralkar (1975) et Blackadar (1976), consistant à résoudre explicitement l'équation de la chaleur en supposant la variation de température sinusoïdale. Deardorff (1977) a ensuite étendu ce formalisme au comportement hydraulique. Généralement, la profondeur du réservoir (ou couche) de surface est d'une dizaine de centimètres environ. Il est imbriqué dans le réservoir racinaire dont la profondeur est généralement égale à la profondeur d'enracinement de la végétation.

Plusieurs modèles utilisent cette description (Deardorff, 1978 ; Taconet et al., 1986 ; Noilhan et Planton, 1989). Nous indiquerons en guise d'exemple les équations pronostiques d'évolution des températures moyennes et du contenu en eau moyen de la couche de surface (symbole s) et de la couche racinaire (symbole 2) prescrites dans le modèle TSVA-CETP (Taconet et al., 1986 ; Ben Mehrez, 1990).

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{2\pi}{\rho_s c_s d_1} (Rn - H_s - LE_s) - \frac{2\pi^{1/2}}{\tau} (T_s - T_2) \quad (2.17)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_2 c_2 d_2} (Rn - H_s - LE_s) \quad (2.18)$$

$$\frac{\partial W_s}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_l d_1} (E_s - P_r) - \frac{C_2}{\tau} (W_s - W_2) \quad (2.19)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_l d_2} (E_s - P_r) \quad (2.20)$$

où  $\rho_s c_s$  et  $\rho_2 c_2$  sont respectivement les capacités calorifiques des réservoirs de surface et profond,  $d_1$  et  $d_2$  les profondeurs des réservoirs,  $\tau$  la période du jour en heure,  $C_1$  et  $C_2$  des paramètres hydrodynamiques de forçage ("force" en anglais) par l'atmosphère et de restitution ("restore") sur le réservoir profond, fonctions par ailleurs des teneurs en eau et des propriétés du sol, et  $E_s$  et  $P_r$  les taux d'évaporation et de précipitations à la surface ( $m.s^{-1}$ ).

### 2.1.2.3 Modèle discrétisé

Ces modèles décomposent la colonne de sol en une multitude de couches horizontales sur lesquelles sont discrétisées les équations de transfert de chaleur et de masse. Le formalisme le plus complet décrivant ces échanges est celui de Milly (1982). L'expression du système d'équations de transport de la chaleur et de la masse associée à ce formalisme est présentée par Boulet (1999). D'autre part, le système d'équations introduit au chapitre 1 (Eq. 1.53) en constitue une version simplifiée utilisée dans des modèles TSVA.

Si le milieu est considéré comme homogène, la teneur en eau est généralement utilisée comme variable d'étude (Desbrough et Pitman, 1998 ; de Rosnay, 1999) tandis que dans le cas contraire, on utilise toujours le potentiel matriciel (Chanzy, 1991 ; Braud et al., 1995a). Les équations de transferts de la chaleur et de la masse peuvent être résolues de manière couplée ou indépendante. Des approches combinées sont aussi utilisées dans les modèles TSVA. Par exemple, les modèles SiB (Simple Biosphere, Sellers et al., 1986), SiB2 (Sellers et al., 1996) et PROGSURF (Acs et Hantel, 1998) contrôlent la teneur en eau du sol par une méthode discrétisée à trois couches et la température dans le sol par une modélisation "force-restore".



## 2.2 Observation des couverts végétaux par télédétection

La télédétection, par sa capacité à observer la surface terrestre à l'échelle globale, est un outil particulièrement intéressant à l'étude du fonctionnement des couverts végétaux. Elle permet ainsi de collecter une importante base de données multispectrales et multitemporelles. Ces données renseignent sur la structure et les comportements énergétique et hydrique de la zone végétale observée. Nous étudierons dans quelle mesure il est possible de les relier aux grandeurs qui interviennent dans l'expression des bilans énergétique et hydrique. Cependant dans un premier temps, il est nécessaire d'introduire les différentes grandeurs que l'on mesure par télédétection.

On distingue généralement en télédétection trois domaines spectraux, à savoir les courtes longueurs d'onde (Visible, PIR et MIR, soit entre 0.3-3  $\mu\text{m}$ ), appelées aussi domaine solaire, l'infrarouge thermique (3-100  $\mu\text{m}$ ) et les micro-ondes (100  $\mu\text{m}$  à quelques cm). Les trois parties suivantes présentent les grandeurs mesurées par télédétection sur chacun de ces domaines spectraux.

### 2.2.1 Mesures de télédétection dans le domaine solaire

Les radiomètres à imagerie optique fonctionnant sur le domaine solaire détectent l'énergie solaire renvoyée par la surface sur une ou plusieurs bandes spectrales de faible largeur. Les principales bandes concernées sont généralement le bleu, le vert, et le rouge dans le visible (VIS), le proche infrarouge (PIR) et le moyen infrarouge (MIR). On préfère utiliser comme grandeur le facteur de réflectance bi-directionnelle, définie comme le rapport de la quantité de rayonnement diffusée par le couvert végétal à la quantité de rayonnement réfléchi par une surface de référence lambertienne dans les mêmes conditions d'éclairement. Lorsqu'une surface de référence n'est pas utilisée, on passe alors par la mesure de l'éclairement incident mesuré au niveau du radiomètre. On parlera ainsi par la suite de réflectance bi-directionnelle ou simplement de réflectance. De manière générale, elle représente la signature des interactions qui se produisent entre le rayonnement électromagnétique et la matière du couvert végétal. Elle dépend de plusieurs facteurs, à savoir :

- Les conditions géométriques d'éclairement et de mesure (angles zénithal et azimutal solaires, fraction de rayonnement diffus, angles zénithal et azimutal de visée)
- Les propriétés optiques foliaires, et en général de celles de tous les organes végétaux. Elles varient en fonction de la composition biochimique de la plante (teneur en chlorophylle, teneur de certains pigments, teneur en eau)
- Les propriétés optiques du sol, caractérisées par les conditions hydriques, la texture et la structure du sol.
- L'architecture du couvert, caractérisée par la densité, l'orientation et l'agrégation d'ensemble (effet de rang par exemple) des éléments végétaux.
- Les conditions atmosphériques, la diffusion et l'absorption par la vapeur d'eau, l'ozone et/ou les aérosols

Il est généralement nécessaire de s'affranchir des effets atmosphériques afin d'estimer les réflectances juste au-dessus du couvert végétal. Il est par exemple possible d'utiliser un modèle de transfert radiatif atmosphérique, tel que le modèle 6S (Vermotte et al., 1996). Souvent, on s'affranchit aussi des effets directionnels et atmosphériques en combinant les réflectances directionnelles spectrales entre elles, et constituer ainsi ce que l'on appelle des indices de végétation, comme par exemple le NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) qui combine les réflectances mesurées dans le rouge  $\rho_{\text{rouge}}$  et dans le PIR  $\rho_{\text{PIR}}$  par la relation :

$$NDVI = \frac{\rho_{PIR} - \rho_{rouge}}{\rho_{PIR} + \rho_{rouge}} \quad (2.21)$$

## 2.2.2 Mesures de télédétection dans l'infrarouge thermique

On a vu au Chapitre 1 que l'énergie thermique totale émise par un corps quelconque à l'équilibre thermodynamique est proportionnelle à sa température et à son émissivité (Eq. 1.3). La mesure de cette énergie par télédétection infrarouge permet ainsi d'accéder à la luminance de surface des couverts végétaux. Comme dans le visible, il est nécessaire de s'affranchir de plusieurs perturbations d'origine instrumentale et atmosphérique.

D'un point de vue instrumental, l'énergie détectée par le capteur ne représente qu'une partie de l'énergie incidente. Le signal est alors corrigé en fonction des spécificités techniques de l'instrument, tels que la sensibilité du détecteur, les effets thermiques sur l'électronique, etc. (pour une revue détaillée, cf. Jacob, 1999). D'autre part, la couche atmosphérique présente entre la cible et le capteur perturbe le signal en agissant de deux façons opposées : elle ajoute sa propre contribution à la mesure par émission et réflexion sur la surface de son propre rayonnement thermique, et l'atténue partiellement par absorption des rayonnements thermiques provenant de la surface. Bien que les instruments fonctionnent dans des bandes spectrales où l'émission et l'absorption atmosphériques sont faibles (8-14  $\mu\text{m}$ ), les perturbations engendrées sur le signal peuvent être importantes (Cooper et Asrar, 1989). Différentes techniques de correction de transmission atmosphérique ont été proposées. Elles se basent notamment sur la modélisation du transfert radiatif ou sur des méthodes plus simples de type "split window". Par opposition, il est plus difficile de s'affranchir des effets de réflexion sur la surface du rayonnement atmosphérique incident car ils nécessitent la connaissance de l'émissivité de la surface et du rayonnement atmosphérique sur la même fenêtre spectrale que celle de l'instrument (Olios, 1995). Dans le cas d'une surface homogène de température  $T_c$  et d'émissivité  $\epsilon_c$ , le rayonnement mesuré au-dessus de la surface  $E_{\text{mes}}$  ( $\text{W.m}^{-2}$ ) peut donc s'exprimer par la relation :

$$E_{\text{mes}} = \epsilon_c \sigma T_c^4 + (1 - \epsilon_c) R_a \quad (2.22)$$

avec  $\epsilon_c$  émissivité de surface et  $T_c$  température de surface.

Une autre solution consiste à utiliser la température de brillance, appelée encore température apparente, comme variable d'étude. Celle-ci est calculée par inversion de la loi de Stephan-Boltzmann à partir du rayonnement thermique mesuré (corrigé des effets instrumentaux et d'atténuation de l'atmosphère) en assimilant le système "surface-atmosphère" à un corps noir. Ainsi, il vient :

$$E_{mes} = \sigma T_b^4 \quad (2.23)$$

avec  $T_b$  température de brillance de la surface (K). L'approximation entre  $T_b$  et  $T_c$  a souvent été effectuée par le passé. Elle peut se traduire par des différences de plusieurs degrés (Oliosio, 1995 ; Prata et al., 1995).

D'autre part, les relations (2.22) et (2.23) sont partiellement erronées du fait que la mesure radiométrique ne s'effectue pas sur l'ensemble du spectre électromagnétique, mais seulement sur la fenêtre spectrale de l'instrument. La loi de Stefan-Boltzmann n'y est donc plus formellement applicable. Il est alors préférable d'intégrer la loi de Planck sur ce domaine spectral.

### 2.2.3 Mesures de télédétection dans les micro-ondes

Dans le domaine des micro-ondes, on distingue généralement deux modes de télédétection suivant l'instrument que l'on utilise. On parlera de télédétection passive lorsque, comme dans les deux précédents domaines spectraux, l'origine du rayonnement mesuré est naturelle. On utilise alors toujours dans ce cas des instruments radiométriques mesurant le rayonnement électromagnétique émis par la surface. Ce dernier peut alors comme en infrarouge thermique, être converti en température de brillance. Par opposition, on parlera de télédétection active lorsque l'illumination de la scène est d'origine artificielle. Généralement, on a recours à des systèmes radars (diffusiomètres, SAR, ...) capables alternativement d'émettre un rayonnement électromagnétique micro-ondes et de mesurer un bref instant plus tard la puissance du signal renvoyé par le couvert végétal dans la même direction (signal rétrodiffusé). L'illumination de la scène par l'instrument est caractérisée par sa fréquence (préférée à la longueur d'onde en micro-ondes, on parlera alors d'hyperfréquences), sa polarisation et son incidence. Le signal rétrodiffusé est alors analysé en terme de puissance, de phase et/ou de polarisation. La puissance reste l'information véhiculée la plus utilisée, par l'intermédiaire du coefficient de rétrodiffusion  $\sigma_0$  (dB). Il dépend essentiellement de la constante diélectrique du milieu. Cependant pour des fréquences inférieures à 5Ghz, la forte valeur de la constante diélectrique de l'eau par rapport à celles des autres constituants du milieu fait que le signal rétrodiffusé est fortement sensible à l'eau contenue dans le sol (et ceci, sur une épaisseur de sol variant avec la longueur d'onde du signal étudié) et la végétation. Cette caractéristique est très intéressante dans le contexte d'étude des couverts végétaux. La connaissance de l'humidité du sol permet d'accéder au comportement hydrique de la zone d'étude, mais aussi à plusieurs paramètres de la surface tels que l'albédo et l'émissivité. Malheureusement la forte présence d'eau dans les tissus végétaux ne permet pas facilement d'accéder à cette valeur dans le cas de couverts développés.

Par ailleurs, la géométrie et la structure de la surface affectent aussi le signal de manière significative. Leur effet est plus complexe à interpréter et à quantifier car la longueur d'onde du signal est généralement de l'ordre de la taille des éléments constituant le couvert (quelques cm). En conséquence, une surface peu rugueuse en optique peut le devenir fortement en micro-ondes.

## 2.3 Assimilation des données de télédétection

Il découle des trois sous-parties précédentes que les mesures de télédétection acquises dans le domaine solaire, en infrarouge thermique et en micro-ondes, fournissent des informations aussi bien sur la structure que sur les comportements énergétique et hydrique des

couverts végétaux. Diverses méthodologies ont donc été développées durant ces dernières années afin d'exploiter les potentialités de la télédétection sur l'étude du fonctionnement des couverts végétaux. On retiendra notamment les approches semi-empiriques (Jackson et al., 1977 ; Seguin et Itier, 1983 ; Nieuwenhuis et al., 1985 ; Chanzy, 1991 ; par exemple) plus dédiées à l'étude sur des zones géographiques étendues, et les approches déterministes s'appuyant sur la modélisation TSVA. Dans notre contexte, ce sont ces dernières qui nous intéressent particulièrement. Il en existe plusieurs types dont l'ensemble des techniques est regroupé sous l'appellation générique "assimilation des données de télédétection". Quelle que soit la technique d'assimilation utilisée, celle-ci repose sur l'utilisation combinée d'un modèle dynamique (ex : modèle TSVA) et d'un modèle d'observation (ex : modèle TR). Le modèle d'observation peut être soit couplé dans le sens direct avec le modèle dynamique afin de simuler directement la ou les variable(s) de télédétection, soit inversé afin d'estimer la ou les variable(s) physique(s).

Les deux principales techniques sont l'assimilation variationnelle et l'assimilation séquentielle. Le principe de l'assimilation variationnelle consiste à ajuster la simulation avec plusieurs observations sur une fenêtre temporelle, en corrigeant les variables et/ou les paramètres du modèle en début de période. L'assimilation séquentielle consiste quant à elle, à corriger au pas de temps de l'observation les variables et/ou les paramètres du modèle de façon à faire coïncider aux mieux simulation et observation. Ainsi à la différence de l'assimilation variationnelle, à chaque nouvelle observation les paramètres peuvent être réajustés. Une méthode séquentielle assez répandue est basée sur le filtre de Kalman (1960) étendu (adaptation du filtre de Kalman à un modèle non linéaire) pour lequel l'ajustement d'une variable simulée dépend aussi des erreurs du modèle et des erreurs sur les observations, afin de minimiser la variance de l'erreur sur l'estimation *a posteriori*.

Ces deux techniques ont notamment été appliquées sur des modèles de type TSVA. La partie suivante présente quelques exemples d'assimilation de données de télédétection dans différents contextes d'application qui utilisent les modèles de type TSVA, tels que l'agronomie, la météorologie et l'hydrologie.

### **2.3.1 Assimilation dans un contexte agronomique et/ou écologique**

Dans ce contexte d'application, des modèles numériques de croissance de la végétation et de prévision de rendement ont été fortement développés. La principale particularité de ces modèles est de décrire les principaux processus mécanistes qui interviennent au cours du développement phénologique de la végétation (photosynthèse, respiration, sénescence, transpiration et allocation des assimilats). L'apport de la télédétection dans les modèles de végétation a été particulièrement étudié au cours de ces dernières années (Mass, 1988 ; Viovy et Saint, 1991 ; Délecolle, 1991 ; Fisher et al., 1997 ; Moulin et al., 1998). Les données de télédétection acquises dans le domaine solaire ont été particulièrement exploitées, notamment afin de retrouver certaines propriétés structurales du couvert végétal et la capacité de ce dernier à absorber le rayonnement (Moulin et al., 1997 ; Guérif et Duke, 1998 ; Weiss et al., 2001, Clevers et al., 2001, Prévot et al., 2001).

Cayrol (2000) a réalisé un couplage dynamique entre un modèle de croissance de végétation (Kergoat et al., 1995) et un modèle TSVA bi-couche de type "force-restore" (Lo Seen et al., 1997) ; le premier fournissant l'indice foliaire en tant que paramètre d'entrée au second, et le second fournissant le contenu en eau de la zone racinaire en tant que paramètre d'entrée du premier (nécessaire au calcul de la résistance stomatique du couvert végétal). Dans ce travail, l'assimilation des données de télédétection a été réalisée à l'aide de données satellites AVHRR acquises dans le domaine solaire et l'infrarouge thermique. Les deux

techniques d'assimilation variationnelle et séquentielle ont été testées. Dans les deux cas, l'ajustement des paramètres n'a porté que sur un seul paramètre, et ceci quel que soit le domaine spectral étudié.

Récemment, Oliso et al. (2001c) ont couplé le modèle de culture STICS (Simulateur mulTidisciplinaire pour les Cultures Standards, Brisson, 1998) avec le modèle de flux ISBA (Noilhan et Planton, 1989) et 4 modèles de transfert radiatif afin de simuler réflectances, températures de brillance (IRT et micro-ondes passives) et coefficient de rétrodiffusion radar. De manière préliminaire, une analyse de sensibilité a été conduite sur le contenu en eau initial. Les résultats ont montré que toutes les variables de télédétection étaient sensibles à cette initialisation, notamment à cause de la réponse du modèle de croissance à la quantité d'eau disponible pour son développement.

### **2.3.2 Assimilation dans un contexte de prévision météorologique**

En partant de l'idée qu'une bonne estimation de l'humidité de surface est d'un intérêt capital dans l'estimation à court et moyen termes des champs atmosphériques, plusieurs travaux ont été menés dans cet objectif au cours de ces dernières années. Les travaux de Mahfouf (1991) ont notamment porté sur l'assimilation de la température et de l'humidité spécifique de l'air à 2m, ces dernières étant corrélées à l'humidité de surface par le biais des flux de chaleur sensible et latente. Deux approches d'assimilation ont été particulièrement mises en œuvre, dont une variationnelle et une séquentielle. Les résultats ont montré qu'il est possible, sous certaines conditions atmosphériques, de corriger l'humidité du sol à partir de la connaissance de ces deux variables atmosphériques. Les auteurs ont souligné le fait que la méthode variationnelle était la plus efficace, mais que la méthode séquentielle constitue un élément prometteur quant à sa mise en œuvre opérationnelle dans le modèle de prévision météorologique. Par la suite, Bouttier et al. (1993) ont examiné plus précisément la dépendance entre humidité et température de l'air à 2m et l'humidité du sol, afin de déterminer comment cette dernière est affectée par la végétation, les propriétés du sol et le profil de vent. Toujours dans le même contexte, Bouysse (2001) a repris la méthode variationnelle proposée par Mahfouf (1991), notamment en tenant compte dans la fonction coût des incertitudes sur les conditions initiales. La méthode a alors été testée dans des conditions de fort rayonnement solaire et de faible advection, conditions nécessaires à la dépendance entre variables météorologiques à 2m et humidité du sol.

Actuellement, les données acquises par télédétection ne sont pas assimilées dans les schémas de surface des modèles météorologiques de prévision, *i.e* les techniques actuelles restent basées sur les données météorologiques à 2m. L'assimilation du contenu en eau de surface constituerait une alternative intéressante, puisque cette dernière est plus directement liée au contenu en eau de la zone racinaire que les variables météorologiques à 2m. Ainsi, Calvet et al. (1998) ont réalisé une étude de faisabilité pour retrouver le stock d'eau de la zone racinaire à partir de l'humidité superficielle du couvert. L'étude a porté sur le schéma de surface ISBA et sur des mesures *in situ* obtenues lors de la campagne expérimentale MUREX sur jachère. Dans un premier temps, les auteurs ont montré la sensibilité de l'humidité de surface au contenu en eau de la zone racinaire. Ceci a alors permis de mettre en œuvre une technique d'assimilation variationnelle sur une fenêtre temporelle de 15 jours. La fonction coût considérée était l'écart type de l'humidité de surface simulée par rapport aux observations, et le paramètre ajusté était le stock d'eau initial dans la couche racinaire. Les résultats ont montré que l'assimilation d'une observation de l'humidité de surface tous les 4 ou 5 jours durant une période de 15 jours était suffisante à une estimation précise de l'humidité racinaire. Par la suite, Wigneron et al. (1999) et Calvet et Noilhan (2000) ont respectivement appliqué cette méthode sur un couvert de soja et sur un cycle annuel d'une jachère. Par

ailleurs, Calvet et al (1998) ont aussi mis en oeuvre une approche variationnelle afin d'assimiler la température de surface dans l'infrarouge thermique, toujours dans le but d'ajuster la valeur initiale du contenu en eau de la couche racinaire. Les résultats ont montré que cette méthode était efficace seulement durant les périodes de stress hydrique d'un couvert végétal développé.

### 2.3.3 Assimilation dans un contexte hydrologique

La connaissance de l'état hydrique du sol est importante au fonctionnement des modèles hydrologiques puisqu'elle influence le partage de la pluie entre infiltration et ruissellement. Généralement, les modèles hydrologiques fonctionnent à une résolution spatiale plus importante que celle d'acquisition des mesures *in situ*. De ce fait, la télédétection permet d'estimer des indices hydriques compatibles avec l'échelle spatiale des modèles hydrologiques. Plusieurs domaines spectraux ont ainsi été particulièrement étudiés et de fait différentes techniques d'assimilation ont été mises en œuvre en hydrologie, particulièrement l'assimilation séquentielle par l'intermédiaire d'un filtre de Kalman étendu.

Milly (1986) fût le premier à assimilé des mesures d'humidité synthétiques dans un modèle linéaire simple de surface, par l'intermédiaire d'un filtre de Kalman. L'objectif de ce travail était en outre de déterminer les caractéristiques temporelles optimales d'acquisition de données de télédétection. Katul et al. (1993) ont assimilé des mesures locales d'humidité dans un schéma de sol à une couche. Dans ce modèle, la conductivité hydraulique était reliée au contenu en eau du sol par une simple relation exponentielle à deux paramètres. Par ailleurs, une technique d'assimilation séquentielle reposant sur un filtre de Kalman étendu a été utilisée. Elle a notamment permis d'ajuster les deux paramètres de contrôle de la conductivité hydraulique. Par la suite, Entekhabi et al. (1994) ont appliqué une approche d'assimilation optimale sur un modèle multicouche, basé notamment sur une équation de Richards et couplé avec un modèle de transfert radiatif fonctionnant dans les micro-ondes passives. La technique utilisée repose sur un filtre de Kalman étendu permettant d'assimiler l'humidité et la température de surface et de corriger les profils d'humidité et de température sur l'ensemble de la colonne de sol. Toutefois, ce travail a été réalisé sur un sol nu à l'aide de données simulées. La technique a été testée avec succès et semble prometteuse quant à l'assimilation de données micro-ondes passives, permettant de caractériser les premiers centimètres du sol. Galantowicz et al. (1997, 1998) ont partiellement repris cette méthodologie, et l'ont testé sur des données expérimentales micro-ondes passives acquises par un radiomètre. Par ailleurs, Houser (1996, 1998) a assimilé des données d'humidité de surface déduites de données micro-ondes passives dans un modèle hydrologique distribué, sous 4 méthodes différentes d'assimilation.

Toujours dans un objectif d'assimilation de données acquises dans le domaine des micro-ondes passives, Burke et al. (1997, 1998) ont couplé le modèle TSVA SWEAT avec un modèle de TR dans les micro-ondes passives fonctionnant dans le sens direct, dans un objectif de réajustement des paramètres hydrodynamiques du sol. Plus précisément, SWEAT est un modèle bi-couche pour l'interface SVA et discrétisé pour le sol, basé sur la résolution couplée des flux de chaleur et de masse dans le sol. Pour cette étude, des données de télédétection ont été acquises en bande L (1.4 GHz) par un radiomètre situé soit sur un sol nu, soit au dessus d'une culture de maïs. Dans le cas du sol nu, ceci a permis de réajuster les paramètres de la conductivité hydraulique de la première couche de sol. Ce travail a reposé au préalable sur une étude de sensibilité, afin de dégager les paramètres qui ont le plus d'impact sur la simulation des données radiométriques. Dans le cas de la végétation, l'étalonnage de ces mêmes paramètres du sol n'a pu être réalisé, qu'après étalonnage des paramètres propres à la végétation sur les mesures de flux de surface.

Reichle et al. (2001) se sont quant à eux particulièrement intéressés à l'assimilation

variationnelle de données acquises dans le domaine des micro-ondes passives à une plus grande échelle. Pour cela, ils ont développé un modèle TSVA (Reichle, 2000) multicouche pour les transferts de masse et de type "force-restore" pour les transferts d'énergie dans le sol, couplé avec un modèle de TR fonctionnant dans le micro-ondes passives. Ce modèle a été appliqué sur chaque pixel ( $25 \text{ km}^2$ ) d'une grille spatiale horizontale d'une superficie de  $80 \times 160 \text{ km}^2$ , sans tenir compte des échanges hydriques latéraux et à l'aide d'une base de données radiométriques synthétiques. La technique d'assimilation variationnelle (4-D) compense cette non-prise en compte des transferts hydriques horizontaux, en prenant en compte l'erreur du modèle.

A l'échelle du bassin versant, Quesney (1999) et François et al. (2001) ont montré que l'assimilation de l'état hydrique superficiel du sol estimé à partir de données micro-ondes actives (ERS/SAR) permettait d'améliorer les simulations d'un modèle hydrologique conceptuel global. Dans un premier temps, un modèle simple d'observation a été inversé afin de retrouver à l'échelle du bassin l'humidité de surface. Dans un second temps, une méthode d'assimilation séquentielle reposant sur un filtre de Kalman étendu a été appliquée afin de corriger l'humidité superficielle et l'humidité de la zone racinaire, toutes deux simulées par le schéma de surface. Les résultats ont montré une légère amélioration dans la simulation des débits à l'exutoire.

De manière plus spécifique au domaine spectral de l'infrarouge thermique, plusieurs travaux ont aussi été menés sur des modèles TSVA. Par exemple, Ottlé et Vidal-Madjar (1994) ont montré comment l'assimilation de ce type de données dans un modèle couplé TSVA-hydrologique permettait d'améliorer la simulation de l'évaporation et les écoulements superficiels à l'échelle du bassin en ajustant le réservoir d'eau racinaire.

## 2.4 Présentation du travail

Les parties précédentes se sont attachées, d'une part à présenter les différents concepts sur lesquels reposent la modélisation TSVA et, d'autre part à montrer comment les paramètres et les variables d'état de ces modèles pouvaient être réajustés par assimilation de données de télédétection dans un schéma de surface. Toutefois, la mise en œuvre de procédures d'assimilation dans les modèles TSVA peut s'avérer particulièrement délicate dans le cas d'un modèle fortement non linéaire (Evensen, 1997). De fait, encore peu de procédure d'assimilation ont été mises en œuvre à l'heure actuelle sur les modèles TSVA reposant sur une discrétisation du sol. D'un autre côté, ces modèles sont des outils fortement intéressants, et ceci quel que soit leur domaine d'application. Leur fonctionnement nécessite la prescription d'un jeu important de paramètres (plusieurs dizaines), notamment dans la description du sol. La détermination expérimentale de ces paramètres requiert de lourds moyens *in situ* et en laboratoire, pour un résultat restant fortement entaché d'incertitudes. Ceci a pour conséquence de dégrader les potentialités de ces modèles et de limiter leur utilisation à l'échelle de la parcelle. Or, la majeure partie des études hydro-météorologiques concernent des échelles spatiales plus importantes. La télédétection représente dans ce contexte un moyen d'estimer ces paramètres.

L'objectif principal de ce travail est de déterminer les potentialités des données acquises par télédétection dans différents domaines spectraux pour une meilleure modélisation des processus de surface à l'échelle de la parcelle à l'aide d'un modèle TSVA discrétisé. Le modèle SiSPAT (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer, Braud et al., 1995a) a été retenu dans ce travail. Le choix de ce modèle a été orientée autour de trois de ses principales caractéristiques.

- Le modèle appartient à la catégorie des modèles "bi-couches". Ceci est important pour la simulation de la température de brillance, et par conséquent pour sa future assimilation dans le schéma de surface.
- Le modèle appartient à la catégorie des modèles "discrétisés". Ceci est important pour la simulation des échanges hydriques dans le sol. Sa capacité de gestion fine de l'humidité du sol représente un atout non négligeable pour l'assimilation de l'humidité superficielle du sol accessibles par télédétection micro-ondes (notamment entre deux observations satellites lors d'une assimilation séquentielle).
- Le modèle prend en compte un nombre importants de processus biologiques et physiques. Ceci est particulièrement important dans un contexte d'étude à l'échelle de la parcelle agricole. Plus particulièrement, SiSPAT décrit de manière détaillée le profil racinaire qui se développe tout au cours du cycle végétal.

La question sous-jacente à ce travail consiste ainsi à déterminer quelles informations peut apporter la télédétection sur le fonctionnement d'un modèle TSVA complexe. Au cours de la synthèse des applications mises en œuvre dans ce contexte, il a particulièrement été montré que :

- Le domaine solaire apporte principalement une information sur les propriétés structurelles et biophysiques du couvert végétal. L'apport de ces données sur les modèles de croissance de la végétation a ainsi largement été démontré (cf. § 1.3.2.1), et a permis d'estimer plusieurs paramètres contrôlant le développement phénologique du couvert. Dans un cas d'étude d'un modèle TSVA, l'indice foliaire LAI est le principal paramètre susceptible d'être ajusté par assimilation des réflectances (ou des NDVI). C'est pourquoi une attention toute particulière a été accordée à ce domaine spectral. Par ailleurs, un modèle TSVA nécessite dans son calcul du bilan d'énergie, un modèle de TR fonctionnant dans le domaine solaire. La prise en compte d'un modèle plus détaillé que celui actuellement introduit dans SiSPAT devrait permettre de mieux estimer l'albédo du couvert sur l'ensemble du spectre solaire, de mieux prendre en compte l'évolution phénologique de la végétation et de simuler les réflectances directionnelles. Dans cet objectif, une version récente du modèle turbide SAIL (Verhoef, 1984) a été utilisée. Cette version, appelée 2M-SAIL et développée à l'INRA Avignon (Weiss et al., 2001) a la principale originalité de prendre en compte différents organes végétaux dans des états phénologiques distincts. Dans notre cas d'étude de deux cultures de blé, la couche de végétation jaune qui se développe régulièrement au cours du cycle végétal a ainsi été prise en compte.
- Le domaine de l'infrarouge thermique renseigne principalement sur l'état hydrique du couvert végétal. De plus, les températures de brillance acquises dans ce domaine spectral peuvent évoluer rapidement dans le temps. Comme la résolution temporelle d'acquisition de ces données est compatible avec le pas de temps d'un modèle TSVA, il est particulièrement intéressant d'exploiter les potentialités de ce type de données dans un modèle TSVA. Afin de simuler les températures de brillance directionnelles, un modèle de TR fonctionnant dans le sens direct et développé au CETP (François, 2001), a ainsi été couplé avec le modèle SiSPAT.



- Le domaine des micro-ondes est potentiellement intéressant pour l'estimation du contenu en eau du sol. Dans ce contexte, la radiométrie hyperfréquence en bande L (1.4 GHz) semble la plus prometteuse. Son intérêt a notamment été établi par Schmugge et al. (1974, 1994). La future mission européenne SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) devrait ainsi permettre d'accéder à l'humidité superficielle du sol avec une précision attendue de  $0.04 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$  (Kerr et al., 2000) pour une répétitivité temporelle maximale de 3 jours et une résolution spatiale variant entre 27 et 60 km. Jusqu'à présent, l'apport de la télédétection en micro-ondes passives a été principalement étudié à partir de mesures locales d'humidité (Calvet et al., 1998 ; Calvet et Noilhan, 2000) ou à partir de radiomètres au sol (Entekhabi et al., 1994 ; Burke et al., 1997). Dans ce travail, comme aucune mesure aéroportée dans le domaine des micro-ondes passives n'était disponible, aucun couplage entre SiSPAT et un modèle de transfert radiatif n'a été mis en œuvre. De manière similaire à Calvet et al. (1998), l'apport de la télédétection en micro-ondes passives sur le modèle SiSPAT a été étudié à l'aide de mesures locales d'humidité superficielle du sol (0-5 cm).

La première partie de ce travail a ainsi été consacré au développement du modèle couplé. Dans un second temps, l'exploitation du modèle a été entreprise. Cette étape a permis de déterminer la robustesse du modèle couplé et d'évaluer l'apport de la télédétection dans l'utilisation d'un modèle TSVA complexe. Deux axes de recherche ont particulièrement été abordés dans ce travail :

- L'étalonnage du modèle à partir de la connaissance des flux de surface et des données accessibles par télédétection prises en compte dans ce travail (humidité superficielle du sol et températures de brillance). Cette phase doit en outre permettre de parvenir à la validation du modèle sur une autre parcelle de blé étudiée lors de la campagne Alpilles-ReSeDA. Par ailleurs, on a particulièrement cherché à déterminer les potentialités du modèle couplé dans un contexte où les paramètres hydrodynamiques du sol n'étaient pas connus expérimentalement.
- L'étalonnage du modèle dans un contexte d'assimilation de données de télédétection.

Pour cela, différentes méthodes d'analyse et d'évaluation du modèle couplé ont été utilisées, dont :

- Une méthode originale d'analyse de sensibilité des paramètres, permettant une analyse intrinsèque du fonctionnement du modèle couplé et préparant de manière optimale les différentes phases d'étalonnage du modèle. Cette étape a non seulement permis de déterminer quels étaient les paramètres les plus influents sur la simulation des différents processus du modèle, mais aussi de réduire fortement leurs gammes de variation.
- Une analyse stochastique permettant de déterminer l'incertitude du modèle, étape indispensable en vue de l'étape ultérieure d'assimilation de données dans le modèle.

# **Chapitre 3**

## **Présentation des outils de modélisation**

Ce chapitre présente les différents outils de modélisation qui ont contribué à l'élaboration de la nouvelle version du modèle SiSPAT-RS. Ainsi, la première partie est consacrée au modèle TSVA SiSPAT qui a principalement été étudié dans ce travail (§ 3.1). Dans un second temps, les modèles TR fonctionnant dans les domaines spectraux du visible-infrarouge et de l'infrarouge thermique sont tour à tour présentés (§ 3.2). Enfin dans une dernière partie, le principe de fonctionnement de la version couplée est commenté (§ 3.3).

### **3.1 Présentation du modèle SiSPAT**

Comme tous les modèles de type TSVA, le modèle SiSPAT (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer) a pour vocation de simuler les échanges de chaleur et de masse dans le continuum Sol-Végétation-Atmosphère. Il vise à une meilleure compréhension du fonctionnement des couverts végétaux, et plus précisément des zones agricoles. Il a été développé au Laboratoire d'études des Transferts en Hydrologie et Environnement (LTHE) de Grenoble. La conception de sa version actuelle de fonctionnement est le fruit de plusieurs évolutions et contributions personnelles. Nous retiendrons essentiellement trois étapes. Les travaux de Passerat de Silans (1986) ont fourni en premier lieu un modèle décrivant les transferts de chaleur et de masse dans un sol stratifié. Ce modèle était exclusivement dédié à l'étude des sols nus et a fourni la principale originalité de SiSPAT par sa méthode de résolution des échanges couplés de chaleur et de masse dans la zone non saturée du sol. Dantas Antonino (1992) a étendu le domaine de validité de ce modèle aux zones agricoles en intégrant le fonctionnement de la végétation. Cette nouvelle étape a permis de réaliser une première validation sur une parcelle de soja, ainsi qu'une étude sur l'influence de la variabilité des caractéristiques hydrodynamiques du sol. Cependant son fonctionnement restait encore limité puisque les apports extérieurs en eau, tels que les épisodes de précipitations et d'irrigation, n'étaient pas pris en compte dans la gestion du bilan hydrique. Les potentialités d'études sur de longues périodes (cycle complet de végétation, évaluation saisonnière du bilan hydrique, ...) s'en trouvaient par conséquent réduites. Finalement, en s'appuyant sur l'ensemble de ces travaux et en comblant cette lacune, Braud (1995b, 2000) a conçu et développé numériquement SiSPAT. Son programme de recherche (de 1992 jusqu'à présent), ainsi que les personnes y étant associées, lui permettent d'en évaluer et d'en améliorer continuellement les performances. D'ores et déjà, l'évaluation du schéma de surface a été réalisée sous diverses conditions environnementales et à différentes échelles spatiales. La description du fonctionnement de SiSPAT ainsi qu'une synthèse de ses diverses applications sont présentés dans les parties suivantes. SiSPAT représentant l'outil d'étude principal de ce

travail, il est nécessaire d'en décrire les principaux processus de manière relativement détaillée, mais évidemment non exhaustive. La description complète du modèle pourra être trouvée dans Braud et al. (1995) et Braud (2000 ; <http://www.lthe.hmg.inpg.fr>).

### **3.1.1 Description du schéma de surface SiSPAT**

SiSPAT considère que les échanges entre les diverses composantes ne se font que de manière verticale. Cette caractéristique unidimensionnelle constitue fréquemment l'un des concepts de base des modèles dédiés à l'étude des surfaces continentales. Elle permet en outre de fortement simplifier la résolution numérique des bilans d'énergie et hydrique de la surface et se justifie simplement par la prédominance des échanges verticaux. Le modèle estime ainsi à chaque pas de temps les principaux transferts verticaux mis en jeu à l'interface et les diverses variables pronostiques associées. Ces dernières représentent principalement les températures et les potentiels matriciels, positionnés verticalement à des endroits clés dans le milieu et entre lesquels on estime les flux.

D'autre part, SiSPAT se range dans la catégorie des modèles bi-couches pour le couvert végétal (cf. Chapitre 2) puisqu'il sépare les fonctionnements de la végétation et du sol nu sous-jacent en leur associant respectivement leur propre bilan d'énergie. Il réalise pour cela en premier lieu la partition de l'énergie radiative incidente entre le sol et la végétation, puis calcule les différentes composantes énergétiques relatives à chacun des bilans. Un facteur d'extraction en eau du sol par le système racinaire assure le transfert hydrique du sol vers la végétation. Par hypothèse, le modèle considère que le régime de la plante est permanent de telle sorte que la totalité de l'eau extraite par les racines est automatiquement transpirée. D'autre part, il tient aussi compte de l'interception des précipitations par le couvert. Ce réservoir potentiel d'eau liquide est pris en compte dans l'évapotranspiration du couvert jusqu'à épuisement.

Pour son fonctionnement, le modèle est forcé par une série d'observations climatiques composée des radiations solaires (directes et diffuses) et atmosphériques incidentes, des températures et humidités de l'air au-dessus du couvert, des précipitations et de la vitesses du vent. Toutes ces données doivent être échantillonnées à un pas de temps identique, régulier et le plus fin possible (en général égal à la fréquence d'échantillonnage des instruments météorologiques, soit toutes les 15 à 30mn). De plus, le modèle nécessite la prescription d'un jeu de conditions initiales (humidités et températures dans le sol) et d'un jeu de paramètres et de variables décrivant l'ensemble des caractéristiques du couvert végétal et de son proche environnement. L'énumération des paramètres sera abordée partiellement dans les parties ci-dessous, puis totalement dans le Chapitre 5 relatif à l'étude de sensibilité. Le découpage de cette partie s'appuiera sur 5 parties dédiées successivement à la représentation du milieu par le modèle, à la description des modules gérant le sol, l'interface Sol-Plante-Atmosphère et l'interface Sol-Plante et finalement au fonctionnement global du modèle.

#### **3.1.1.1 Représentation du milieu**

La représentation du milieu dans le modèle est schématisée par la juxtaposition d'une couche horizontale de végétation et d'une colonne de sol (Fig. 3.1). La couche de végétation est constituée par un ensemble d'éléments végétaux identiques (généralement les feuilles vertes) distribuées de manière turbide au sein de la couche. Cet ensemble est caractérisé par les propriétés optiques de l'élément considéré (albédo et émissivité) et par les propriétés

structurelles du couvert (indice foliaire, hauteur de couvert, ...). Toutefois, le modèle considère que la dynamique de la végétation n'a de répercussions que sur les propriétés structurelles du couvert. Les propriétés optiques de l'élément sont donc considérées comme des paramètres et par conséquent, à l'inverse des propriétés structurelles, restent constantes durant toute la simulation. Ceci peut s'avérer être contraignant lors d'une étude d'un cycle complet de culture, notamment sur des périodes de sénescence où le jaunissement des feuilles modifie fortement la réflectance et la transmittance foliaire. La prise en compte mutuelle de feuilles vertes et jaunes (et en général de tout autre organe végétal, tels que les tiges, épis, ...), pourrait être envisagée dans le modèle par la prescription d'un jeu de propriétés optiques moyennes ou évoluant au cours de la simulation. Elle conduirait ainsi à établir un compromis entre les deux cas de figure individuels. Toutefois, l'indice de végétation associé à ce nouvel élément effectif intervient tout autant dans le partage de l'énergie radiative incidente entre le sol et la végétation que dans l'estimation de la transpiration du couvert. Ceci impose que l'élément participe pleinement à ces deux mécanismes. Les organes foliaires verts garantissent au mieux ces exigences car ils représentent les éléments majeurs de la transpiration de la plante. D'autre part, les techniques expérimentales de mesure de l'indice foliaire des feuilles vertes (LAI) et de leurs propriétés optiques sont plus routinières. Tout ceci, conforte une utilisation du modèle avec ce seul type d'éléments, ce qui finalement a toujours été réalisé avec SiSPAT.

La colonne sol est connectée à la couche de végétation par un système racinaire (non représenté sur la figure 3.1). Elle peut être composée de plusieurs horizons de propriétés thermiques et hydrodynamiques différentes. Le nombre total d'horizons est fonction de la nature, la texture et la structure du sol. Par exemple, SiSPAT peut aussi bien considérer la présence d'un horizon sablonneux sur un autre argileux, que la présence de plusieurs horizons argileux dont un qui soit labouré et qui ait des propriétés hydrodynamiques et thermiques totalement différentes. Ce dernier cas est par ailleurs fréquemment rencontré en agronomie. La description de la colonne sol est généralement basée sur des observations in-situ.

Chaque horizon est lui-même composé de plusieurs couches horizontales ainsi que d'un réseau de nœuds défini au rythme de un par couche et dont le premier se positionne à la surface. Le choix du maillage est laissé libre à l'utilisateur. Un resserrement des couches à l'approche des interfaces (surface, horizon, fond) semble nécessaire afin de bien représenter la simulation des échanges. Finalement, la constitution de ce réseau permet de calculer les flux de matière et de chaleur à l'interface entre chaque couche et les températures et humidités du sol à chaque nœud.

### **3.1.1.2 Module Sol**

Dans le modèle, la description des transferts couplés de chaleur et de masse repose sur le formalisme de Milly (1982). Elle conduit à l'expression d'un système d'équations basé sur les principes de conservation de la masse et de la chaleur dans un milieu non saturé. Toutefois, des simplifications ont été apportées à ce système par la suppression de certains facteurs prépondérants en régime sec. Leur faible influence a été montrée par Boulet et al. (1997) dans un contexte semi-aride. Par contre, le système tient toujours compte des phases liquide et vapeur de l'eau du sol, ainsi que d'un facteur de puits lié à l'extraction racinaire. Il se compose de deux équations non linéaires aux dérivées partielles de température et de potentiel matriciel, qui s'écrivent d'après ces hypothèses et le formalisme physique introduit au Chapitre 1 :

$$\begin{aligned}
C_h \frac{\partial h}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left( D_{mh} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{mT} \frac{\partial T}{\partial z} - K \right) - \frac{S}{\rho_l} \\
C_T \frac{\partial T}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left( D_{cT} \frac{\partial h}{\partial z} + D_{mT} \frac{\partial T}{\partial z} \right)
\end{aligned}
\tag{3.1}$$

où  $S$  est le terme d'extraction racinaire ( $\text{kg.m}^{-3}.\text{s}^{-1}$ ). Les premiers termes de chacun des deux membres de gauche ( $C_h$  et  $C_T$ ) représentent respectivement les coefficients de stockage de la masse et de la chaleur, communément appelés capacité capillaire et capacité thermique volumique (cf. Chapitre 1). L'ensemble des autres termes (symbole  $D$ ) représentent les coefficients de transport relatifs à l'équation de conservation de la masse (indice  $m$ ) et de la chaleur (indice  $c$ ). Leurs expressions ne seront pas détaillées dans ce document. Nous nous limiterons simplement à indiquer qu'elles font intervenir la conductivité hydraulique  $K(\theta)$  et la conductivité thermique apparente  $\lambda_o(\theta)$ .

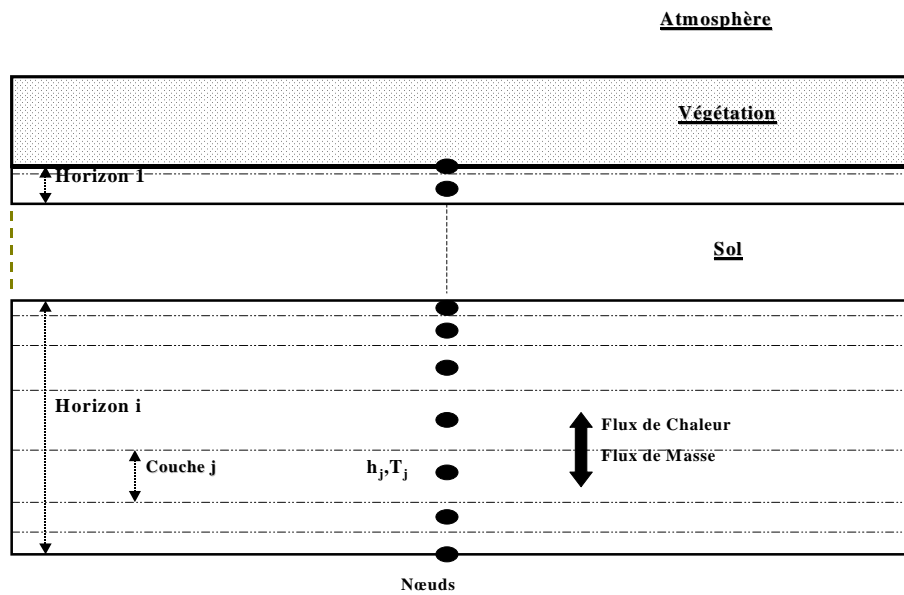


Fig. 3.1. : Représentation du milieu dans SiSPAT

### 3.1.1.2.1 Courbe de rétention

A la différence de la teneur en eau du sol, le potentiel matriciel est continu à l'interface séparant deux milieux de caractéristiques hydrodynamiques différentes. Son utilisation représente donc un apport essentiel dans la résolution des échanges couplés, mais impose obligatoirement en contrepartie, la prescription de la courbe de rétention qui établit la relation de passage avec la teneur en eau. Celle-ci intervient à son tour à plusieurs niveaux dans le fonctionnement du module. Par exemple, la conversion de l'une des deux variables en son homologue  $y$  est fréquente, notamment dans la gestion des entrées/sorties du modèle. L'initialisation du modèle pouvant se faire indifféremment en teneur en eau du sol ou en potentiel matriciel, elle nécessite néanmoins dans le premier cas la conversion des valeurs en potentiel matriciel afin d'amorcer le calcul des échanges par le module Sol. Inversement, l'exploitation de la teneur en eau du sol en tant que sortie du modèle est souvent plus appropriée ; sa mesure *in situ* étant plus routinière et l'étude de son profil vertical plus

intéressante d'un point de vue hydrologique, la relation de passage y est alors utilisée en sens inverse. De manière incontournable, la fonctionnelle intervient aussi dans l'expression de la capacité capillaire, définie de manière générale en (1.35).

Dans SiSPAT, le choix de la courbe de rétention est laissé à l'utilisateur qui dispose de 4 modèles : Brooks et Corey (1964), Van Genuchten (1980) sous deux variantes d'expression des paramètres : Burdine (1953) ou Mualem (1976), et enfin le modèle de Van Genuchten modifié dans le régime sec par Braud (2000) sur la base des travaux de Ross et al. (1991). Les expressions et les principales caractéristiques de ces modèles sont résumées ci dessous.

### Paramétrisation de Brooks et Corey (1964)

Deux choix de courbe de rétention sont possibles dans SiSPAT avec le modèle de Brooks et Corey. En fait, le problème sous-jacent du phénomène d'hystérésis lié à la sorption ou la désorption du sol conduirait normalement à envisager l'utilisation de plusieurs courbes de rétention et à garder en mémoire l'historique d'évolution du sol. Même de façon très simplifiée, c'est à dire en ne tenant éventuellement compte que des deux courbes principales d'humification et de séchage, ceci n'est malheureusement pas possible avec SiSPAT. La seule alternative du modèle repose dans le choix initial de l'une ou l'autre des deux courbes principales (Eq. 3.2 et 3.3) :

$$\left\{ \begin{array}{ll} \frac{\theta}{\theta_{ae}} = \left( \frac{h_{ae}}{h} \right)^\gamma & h \leq h_{ae} \\ \frac{\theta}{\theta_{ae}} = 1 + \gamma - \gamma \frac{h}{h_{we}} & h_{ae} \leq h \leq h_{we} \\ \theta = \theta_s & h_{we} \leq h \leq 0 \end{array} \right. \quad \textbf{Humidification} \quad (3.2)$$

$$\left\{ \begin{array}{ll} \frac{\theta}{\theta_{ae}} = \left( \frac{h_{ae}}{h} \right)^\gamma \left( 1 + \gamma - \gamma \frac{h_{we}}{h} \right) & h \leq h_{ae} \\ \theta = \theta_s & h_{ae} \leq h \leq 0 \end{array} \right. \quad \textbf{Séchage} \quad (3.3)$$

où

$$h_{we} = h_{ae} \left( \frac{1 + \gamma}{\gamma} \right) \left( 1 - \frac{\theta_s}{\theta_{ae}} \right) \quad (3.4)$$

$$\theta_{ae} = \frac{\theta_s}{1 + \gamma - \gamma \frac{h_{we}}{h_{ae}}} \quad (3.5)$$

### Paramétrisation de Van Genuchten (1980)

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left[ 1 + \left( \frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m} \quad (3.6)$$

avec

$$n = n_B = \frac{2}{1 - m} \quad (1953) \quad \text{sous hypothèse de Burdine (1953)} \quad (3.7)$$

ou

$$n = n_M = \frac{1}{1 - m} \quad \text{sous hypothèse de Mualem (1976)} \quad (3.8)$$

#### Paramétrisation de Van Genuchten - Braud (1999)

En deçà d'une valeur limite  $h_c$  du potentiel matriciel correspondant au régime sec, le modèle initial de Van Genuchten est modifié. La nouvelle paramétrisation, qui assure néanmoins la continuité du potentiel matriciel en  $h_c$ , n'est valable que sous l'hypothèse de Burdine(1953) et pour une teneur en eau résiduelle nulle. Cette extrapolation n'a jamais encore été testée. Toutefois, des exemples de valeurs des différents paramètres ou leurs moyens d'obtention sont indiqués dans le manuel de référence de SiSPAT mais aussi dans Braud et Chanzy (2000).

$$\begin{cases} \frac{\theta}{\theta_s} = \left[ 1 + \left( \frac{h}{h_{g1}} \right)^{n1} \right]^{-1 + \frac{2}{n1}} & h \geq h_c \\ \frac{\theta}{\theta_s} = \left[ 1 + \left( \frac{h}{h_{g2}} \right)^{n2} \right]^{-1 + \frac{2}{n2}} - \left[ 1 + \left( \frac{h_0}{h_{g2}} \right)^{n2} \right]^{-1 + \frac{2}{n2}} & h \leq h_c \end{cases} \quad (3.9)$$

#### **3.1.1.2.2 Capacité calorifique**

Malgré son expression générale définie en (1.35), la capacité calorifique s'exprime différemment en fonction de la courbe de rétention retenue. On utilisera par la suite l'une des expressions suivantes.

#### Paramétrisation de Brooks et Corey (1964)

$$\begin{cases} C_h = -\frac{\gamma \theta_{ae}}{h} \left( \frac{h_{ae}}{h} \right)^\gamma & h \leq h_{ae} \\ C_h = -\frac{\gamma \theta_{ae}}{h_{we}} h_{ae} & h_{ae} \leq h \leq h_{we} \\ C_h = 0 & h_{we} \leq h \leq 0 \end{cases} \quad \textbf{Humidification} \quad (3.10)$$

$$\begin{cases} C_h = -\frac{\gamma \theta_{ae}}{h} \left( \frac{h_{ae}}{h} \right)^\gamma (1 + \gamma) \left( 1 - \frac{h_{we}}{h} \right) & h \leq h_{ae} \\ C_h = 0 & h_{ae} \leq h \leq 0 \end{cases} \quad \textbf{Séchage} \quad (3.11)$$

#### Paramétrisation de Van Genuchten (1980)

$$C_h = (\theta_s - \theta_r) \left( -\frac{mn}{h_g} \right) \left( \frac{h}{h_g} \right)^{n-1} \left[ 1 + \left( \frac{h}{h_g} \right)^n \right]^{-m-1} \quad (3.12)$$

$$\begin{cases} C_h = \theta_s \left( -\frac{m_1 n_1}{h_{g1}} \right) \left( \frac{h}{h_{g1}} \right)^{n_1-1} \left[ 1 + \left( \frac{h}{h_{g1}} \right)^{n_1} \right]^{-m_1-1} & h \geq h_c \\ C_h = \theta_s \left( -\frac{m_2 n_2}{h_{g2}} \right) \left( \frac{h}{h_{g2}} \right)^{n_2-1} \left[ 1 + \left( \frac{h}{h_{g2}} \right)^{n_2} \right]^{-m_2-1} & h \leq h_c \end{cases} \quad (3.13)$$

où  $m_1$  et  $m_2$  sont deux paramètres de forme, définis comme en (3.7) à l'aide respectivement de  $n_1$  et  $n_2$ .

### 3.1.1.2.3 Conductivité hydraulique

Une deuxième fonctionnelle apparaît dans le système d'équations défini en (3.1). Elle concerne la relation liant la conductivité hydraulique à la teneur en eau. Ici encore, le choix de la fonctionnelle est laissé à l'utilisateur entre deux options : Brooks et Corey (1964) ou Van Genuchten (1980).

$$K(\theta) = K_{sat} \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^\eta \quad (3.14)$$

avec

$$\eta = \frac{2}{m_B n_B} + 2 + 2p \quad (3.15)$$

où  $p$  est le facteur de tortuosité relié au paramètre de forme  $m_B$  de la courbe de rétention de Van Genuchten (hypothèse de Burdine) et à un paramètre  $M$  de la courbe de distribution de taille des particules  $F(d_i)$  par

$$M = m_B (1 + p) \quad (3.16)$$

$$F(d_i) = \left[ 1 + \left( \frac{d_g}{d_i} \right)^{\frac{2}{1-M}} \right]^M \quad (3.17)$$

avec  $d_i$  le diamètre de la particule et  $d_g$  l'échelle pour les diamètres (Zammit, 1999).

Une option supplémentaire (Braud et Chanzy, 2000) a été récemment ajoutée dans SiSPAT. Il est désormais possible de tenir compte des effets d'éventuelles macroporosités. Dans ce contexte, la formulation de la conductivité hydraulique diffère en fonction de la teneur en eau du sol (Eq. 3.18 et 3.19).

$$K(\theta) = K_{smat} \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^\eta \quad \theta \leq \theta_s - \theta_{macro} \quad (3.18)$$

$$K(\theta) = 10^{\frac{\theta - \theta_s}{\theta_{macro}} [\log_{10}(K_{sat}) - \log_{10}(K(\theta_s - \theta_{macro}))] + \log_{10}(K_{sat})} \quad \theta_s - \theta_{macro} \leq \theta \leq \theta_s \quad (3.19)$$



avec  $K_{smat}$  ( $m.s^{-1}$ ) conductivité hydraulique à saturation de la matrice poreuse,  $\theta_{macro}$  ( $cm^3.cm^{-3}$ ) contenu en eau des macropores et  $K(\theta_s - \theta_{macro})$  ( $m.s^{-1}$ ) conductivité hydraulique estimée par l'équation (3.18) pour un contenu en eau de  $(\theta_s - \theta_{macro})$

#### Paramétrisation de Van Genuchten (1980)

$$K(\theta) = K_{sat} \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/2} \left[ 1 - \left( 1 - \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{1/m} \right)^m \right]^2 \quad (3.20)$$

#### **3.1.1.2.4 Capacité thermique**

La capacité thermique volumique  $C_T$  ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ) est définie par la somme de 3 contributions principales:

$$C_T = C_o\theta_o + C_m\theta_m + C_{sec}\theta \quad (3.21)$$

où  $C_o$ ,  $C_m$  ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ) et  $\theta_o$ ,  $\theta_m$  représentent respectivement les capacités thermiques volumiques et les teneurs volumiques de la matière organique (symbole o) et de la partie minérale (symbole m). D'autre part,  $C_{sec}$  ( $J.m^{-3}.K^{-1}$ ) est la capacité thermique volumique du sol sec estimée par l'expression :

$$C_{sec} = 2.10^6 (1 - por) \quad (3.22)$$

dans laquelle la valeur  $2.10^6$  représente une valeur moyenne de la capacité thermique volumique de la matrice sol. Il est aussi à noter que l'expression (3.21) ne tient pas compte de la contribution de l'air.

#### **3.1.1.2.5 Conductivité thermique apparente**

La conductivité thermique apparente  $\lambda_o(\theta)$  ( $W.m^{-1}.K^{-1}$ ) peut être calculée de 4 manières différentes dans SiSPAT. Dans un souci d'efficacité, uniquement les deux méthodes les plus utilisées seront présentées, c'est à dire le modèle de Laurent et Guerre-Chaley (1995) adapté par Mac Innes et cité par Campbell (1985) et le modèle de Van de Griend et O'Neill (1996). Le critère de sélection est basé sur Braud et Chanzy (2000) dans le contexte de l'intercomparaison des modèles de type TSVA de l'expérience Alpilles-ReSeDA (Oliosio et al., 2001a,b).

#### Formulation de Laurent-Mac Innes

$$\lambda_o(\theta) = e_j + a_j \frac{\theta}{por} + b_j \left( 1 - \exp \left( -c_j \frac{\theta}{por} \right) \right)^{d_j} \quad (3.23)$$

où les valeurs des coefficients  $e_j$ ,  $a_j$ ,  $b_j$ ,  $c_j$ ,  $d_j$  sont déterminées empiriquement sur l'ensemble des mesures disponibles des parcelles de l'expérience Alpilles-ReSeDA.

### Formulation de Van de Griend

Cette formulation fait intervenir les capacités thermiques du sol sec ( $C_{\text{sec}}$ ) et de l'eau ( $4.18.10^6 \text{ J.m}^{-3}.\text{K}^{-1}$ ). Elle semble plus adaptée aux situations où l'on ne connaît seulement que la texture du sol. Le membre entre crochets représente une paramétrisation de l'inertie thermique, dépendante de la texture du sol par l'intermédiaire de l'inertie thermique à saturation  $\Lambda_s$  (Van de Griend et O'Neill, 1986).

$$\lambda_o(\theta) = \frac{1}{C_{\text{sec}} + 4.18.10^6\theta} \left[ \frac{1}{0.654} (\Lambda_s + 2300\theta - 1890) \right]^2 \quad (3.24)$$

#### **3.1.1.2.6 Résolution des échanges couplés de chaleur et de masse**

Le critère de sélection des fonctionnelles est basé sur les travaux de Fuentes et al. (1992), confirmés par Zammit (1999). Ils ont montré que la combinaison de la paramétrisation de Van Genuchten pour la courbe de rétention avec celle de Brooks et Corey pour la conductivité hydraulique était celle qui respectait le mieux les contraintes mathématiques imposées par la statique et la dynamique des écoulements. Nous utiliserons par conséquent cette combinaison dans toutes les simulations.

La résolution des équations du système (3.1) s'effectue à l'aide d'une méthode numérique implicite en différences finies appliquée à chaque couche de la colonne sol. A chaque pas de temps, les coefficients de stockage et de transports présents dans le système sont estimés initialement à chaque nœud à l'aide d'une linéarisation explicite, puis à leur position internodale à partir de la moyenne géométrique des deux valeurs aux nœuds qui l'encadrent. La résolution du système repose sur la prescription d'un jeu de conditions initiales (utilisé au premier pas de temps) et de conditions à la limite (fermeture du système) du modèle. Plusieurs options sont possibles pour les conditions limites. Elles peuvent être de type Dirichlet (prescription de la température et du potentiel matriciel) ou de type Neumann (prescription des flux de chaleur et de masse). Il est aussi possible d'adapter ce choix à chacune des équations. D'autre part, il existe deux types de conditions de Neumann pour la condition à la limite inférieure de l'équation de masse, un flux constant (nul par exemple) ou gravitaire (l'eau sort du système sous l'effet de la gravité). Dans ces deux cas, un nœud fictif est rajouté au réseau afin de pouvoir résoudre le système pour la dernière couche. En général, il est préférable d'utiliser des mesures quand elles sont disponibles (Braud et Chanzy, 2000).

#### **3.1.1.3 Module d'interface Sol-Plante-Atmosphère**

Le module d'interface Sol-Plante-Atmosphère (SPA) décrit numériquement l'ensemble des processus physiques et biologiques pris en compte dans SiSPAT qui agissent à l'interface. La végétation et le sol sous-jacent sont considérés comme deux sources de chaleur sensible et de chaleur latente indépendantes, définies chacune par leur température et leur humidité spécifique (Fig. 3.2). Le module SPA appartient donc à la catégorie des modèles bi-couches.

L'expression des flux turbulents s'obtient par analogie électrique, à partir d'un réseau de résistances et d'un nœud atmosphérique positionné au niveau ( $Z_0+d$ ) dans le couvert et assurant la jonction des sources de chaleur. Toutefois, la mise en équation des bilans d'énergie de la végétation et du sol est sous-déterminé. L'adjonction de trois équations de

continuité des flux, dont deux pour les flux de chaleur (sensible et latente) et une pour le flux de masse à la surface du sol, fournit ainsi un système de 5 équations (Eq.3.25) à 5 inconnues qui est résolu itérativement par une méthode de Gauss après linéarisation des termes non-linéaires. Ceci permet ainsi d'estimer à chaque pas de temps les 5 variables pronostiques suivantes : la température de surface du sol  $T_s$  (au premier nœud positionné à la surface du sol), la température aérodynamique  $T_{av}$ , la température effective de la végétation  $T_f$ , l'humidité spécifique aérodynamique  $q_{av}$  et le potentiel matriciel de la surface  $h_s$ .

$$\begin{cases} Rn_s = H_s + LE_s + G \\ Rn_v = H_v + LE_v \\ H = H_s + H_v \\ LE = LE_s + LE_v \\ E_s + Q_{ms} = \rho_w \dot{P}_s \end{cases} \quad (3.25)$$

où  $G$  et  $Q_{ms}$  sont respectivement les flux de chaleur et de masse à la surface du sol, calculés par le module Sol à partir de  $T_s$  et de  $h_s$  par les expressions.

$$G = - \left( D_{ch}(h_s, T_s) \left( \frac{\partial h}{\partial z} \right)_{z=0} + D_{cT}(h_s, T_s) \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} \right) \quad (3.26)$$

$$Q_{ms} = - \rho_w \left( D_{mh}(h_s, T_s) \left( \frac{\partial h}{\partial z} \right)_{z=0} + D_{mT}(h_s, T_s) \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} - K(h_s, T_s) \right) \quad (3.27)$$

Le potentiel matriciel de la surface  $h_s$  est relié à l'humidité de la surface  $q_s$  par la loi de Kelvin :

$$\begin{cases} q_1 = \frac{0.622}{P_{atm}} \frac{e_{sat}(T_s) h_u}{-0.378 e_{sat}(T_s) h_u} \\ h_u = \exp \left( \frac{g h_s}{R T_s} \right) \end{cases} \quad (3.28)$$

où  $e_{sat}(T_s)$  (Pa) est la pression de vapeur saturante à la température  $T_s$ ,  $P_{atm}$  (Pa) la pression atmosphérique supposé constante dans le modèle,  $g$  ( $m.s^{-2}$ ) l'accélération de pesanteur et  $R$  ( $J.kg^{-1}.K^{-1}$ ) la constante des gaz parfaits.

Les expressions analytiques des composantes radiatives  $Rn_s$  et  $Rn_v$  reposent dans SiSPAT sur le modèle TR utilisé par Taconet et al. (1986). La partition de l'énergie radiative incidente au couvert entre ces deux composantes, quelle soit d'origine solaire ( $R_g$ ) ou atmosphérique ( $R_a$ ), s'effectue par l'intermédiaire du facteur d'écran  $\sigma_f$  (Deardorff, 1978) représentant la fraction de radiation absorbée par la végétation. Elle s'exprime par une loi de décroissance exponentielle (Beer-Lambert) en fonction du LAI et d'un paramètre  $a_f$  représentatif de la structure de la végétation.

$$\sigma_f = 1 - \exp(-a_f.LAI) \quad (3.29)$$

Les énergies interceptées par la végétation et le sol sont ensuite estimées par la somme de leurs composantes respectives courtes et grandes longueurs d'onde dont les expressions sont rappelées ci-dessous :

$$\begin{aligned}
Rg_s &= \frac{Rg (1-\alpha_s)(1-\sigma_f)}{1-\sigma_f\alpha_s\alpha_v} \\
Rg_v &= Rg (1-\alpha_v)\sigma_f \left(1 + \frac{\alpha_s(1-\sigma_f)}{1-\sigma_f\alpha_s\alpha_v}\right) \\
Ra_s &= \frac{(1-\sigma_f)\epsilon_s(Ra - \sigma T_s^4) - \epsilon_s\epsilon_v\sigma_f\sigma(T_s^4 - T_v^4)}{1-\sigma_f(1-\epsilon_v)(1-\epsilon_s)} \\
Ra_v &= \sigma_f \left( \epsilon_v(Ra - \sigma T_v^4) + \frac{\epsilon_v\epsilon_s\sigma(T_s^4 - T_v^4) + (1-\sigma_f)(1-\epsilon_s)\epsilon_v(Ra - \sigma T_v^4)}{1-\sigma_f(1-\epsilon_v)(1-\epsilon_s)} \right)
\end{aligned} \tag{3.30}$$

où  $\alpha$  et  $\epsilon$  représentent respectivement l'albédo et l'émissivité pour le sol (s) et pour les éléments de la couche de végétation (v). L'albédo du sol est relié à la teneur volumique en eau des 5 premiers centimètres du sol  $\theta_{05}$  ( $m^3.m^{-3}$ ) par une fonction définie par morceaux sur la base des travaux de Ross et al. (1991).

$$\begin{cases} \alpha_s = \alpha_{sec} & \theta_{05} \leq \theta_{sec} \\ \alpha_s = \alpha_{sec} - \left( \frac{\theta_{05} - \theta_{sec}}{\theta_{hum} - \theta_{sec}} \right) (\alpha_{sec} - \alpha_{hum}) & \theta_{sec} \leq \theta_{05} \leq \theta_{hum} \\ \alpha_s = \alpha_{hum} & \theta_{05} \geq \theta_{hum} \end{cases} \tag{3.31}$$

dans laquelle,  $\alpha_{sec}$  (respectivement  $\alpha_{hum}$ ) est l'albédo du sol supposé sec (humide) pour une teneur volumique en eau des 5 premiers centimètres de sol inférieure (supérieure) à la limite  $\theta_{sec}$  ( $\theta_{hum}$ ).

Les échanges turbulents s'expriment de la manière suivante (Fig. 3.2) :

$$\begin{aligned}
H &= \rho_a C_p \frac{T_{av} - T_a}{r_{ah}} = H_s + H_v = \rho_a C_p \frac{T_s - T_{av}}{r_{as}} + \rho_a C_p \frac{T_v - T_a}{r_{av}} \\
LE &= \rho_a \frac{q_{av} - q_a}{r_{ah}} = LE_s + (1-\delta)LE_v + \delta LE_w \\
&= \rho_a \frac{h_u q_{sat}(T_s) - q_{av}}{r_{as}} + (1-\delta) \rho_a \frac{q_{sat}(T_v) - q_{av}}{r_{av} + r_{sto}} + \delta \rho_a \frac{q_{sat}(T_v) - q_{av}}{r_{av}}
\end{aligned} \tag{3.32}$$

où  $r_{ah}$ ,  $r_{as}$  et  $r_{av}$  ( $s.m^{-1}$ ) représentent respectivement les résistances aérodynamiques aux transferts turbulents à l'intérieur et au-dessus du couvert ( $Z = Z_0 + d$  à  $Z = Z_a$ ), à l'intérieur du couvert ( $Z = 0$  jusqu'à  $Z = Z_0 + d$ ) et de couche limite foliaire. Les paramétrisations utilisées sont résumées dans l'annexe A (Demarty et al., 2001), portant sur « l'Impact de la paramétrisation des transferts aérodynamiques sur la modélisation SISPAT ». D'autre part,  $r_{sto}$  ( $s.m^{-1}$ ) est la résistance du couvert (cf. 3.1.1.2) et  $LE_w$  l'évaporation de l'eau liquide interceptée par la fraction humide  $\delta$  (-) du couvert. Cette dernière dépend d'un réservoir d'interception par le feuillage de l'eau de pluie  $W_r$  (m) dont l'évolution temporelle est contrôlée par l'équation suivante d'après Noilhan et Planton (1989) :

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = (P - P_s) - \frac{E_w}{\rho_w} \quad W_r \leq W_{r \max} \tag{3.33}$$

où  $P$  et  $P_s$  ( $m.s^{-1}$ ) représentent respectivement l'intensité des précipitations au-dessus du

couvert végétal et atteignant (éventuellement) le sol par ruissellement dès que la capacité du réservoir franchit la valeur limite  $W_{r\max}$  (m) Cette dernière est définie de manière empirique d'après Deardorff (1978) par :

$$W_{r\max} = 2.10^{-4} \cdot \sigma_f LAI \quad (3.34)$$

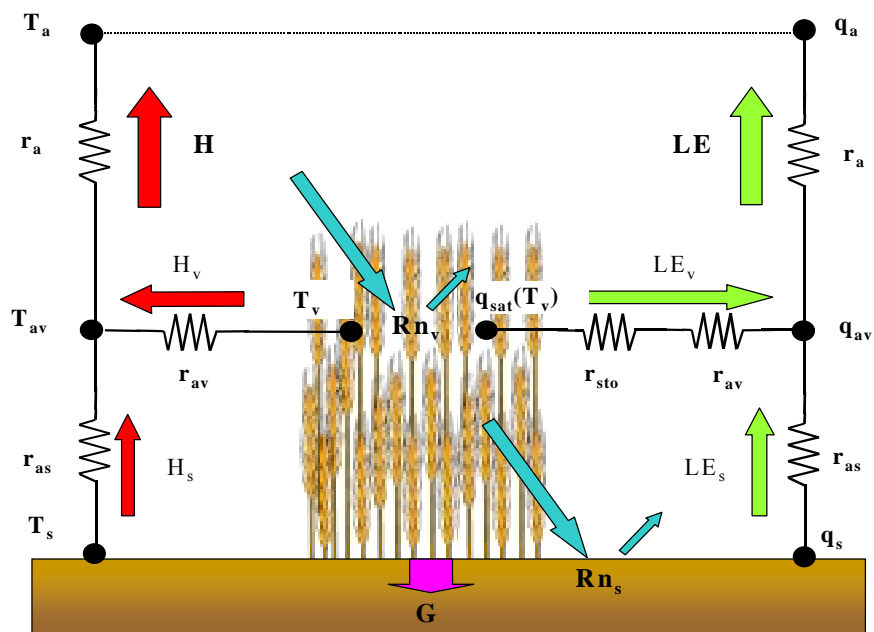


Fig. 3.2 : Description des échanges d'énergie au sein du module d'interface Sol-Plante-Atmosphère

### 3.1.1.4 Module Sol-Plante

Le couplage des fonctionnements de la végétation et du sol est réalisé en partie par le module Sol-Plante (SP), qui décrit l'évolution temporelle du système racinaire et calcule l'extraction hydrique totale associée. L'hypothèse forte du module repose sur le fonctionnement de la plante en régime permanent, ce qui signifie que le pompage hydrique au niveau des racines équilibre la transpiration au niveau des éléments foliaires. Cette hypothèse semble justifiée dans le cas d'un couvert herbacé à faible taux de biomasse (Boulet, 1999). Toutefois, pour des couverts plus développés tels que les arbres ou les arbustes, l'assimilation du carbone par la photosynthèse et les divers autres mécanismes de stockage consomment une quantité importante d'eau ayant tendance à perturber l'établissement du régime. Dans notre contexte d'étude du blé, nous considérerons que cette hypothèse reste valide, et ceci quel que soit le stade phénologique de la plante.

Le système racinaire est décrit à partir de la densité de longueur racinaire RDF (en m par m<sup>3</sup> de sol), qui varie avec la profondeur et dont le profil vertical dépend d'un ensemble de 7 paramètres (Zri, Zrm1, Zrm2, Zrpm, Zrt, Pmr et Fdr) prescrits par l'utilisateur (Fig. 3.3), et ceci pour autant de dates qu'il le désire. L'évolution temporelle du profil est ensuite réalisée par interpolation linéaire de chacun des paramètres entre deux dates successives de prescription. Ceci permet ensuite d'estimer pour chaque couche de sol ayant des racines, sa

densité racinaire  $RDF_j$  (en m de racine par  $m^2$  de sol) en multipliant le RDF à la profondeur considérée avec l'épaisseur de la couche de sol considérée.

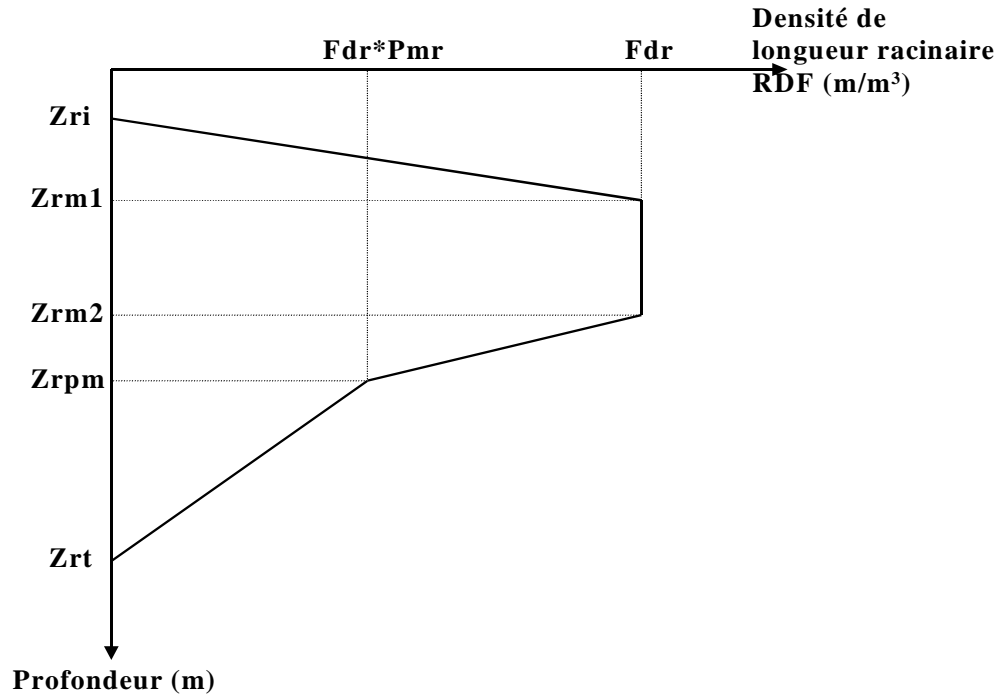


Fig. 3.3 : Profil racinaire caractéristique

La modélisation du mécanisme d'extraction totale racinaire est basée sur le modèle de Federer (1979). Comme la teneur en eau varie continuellement dans le sol, les racines ne sont pas toutes actives de la même manière. L'extraction totale de la plante est modélisée en considérant chaque couche de sol explorée par les racines comme une source potentielle et individuelle d'extraction. Le pompage de la couche est résolu par analogie électrique par le biais d'un circuit constitué de deux bornes (potentiel matriciel de la couche du sol en contact avec les racines et potentiel hydrique foliaire  $h_f$ ) entre lesquelles on positionne deux résistances en série, dont :

◆ La résistance à l'extraction  $r_{sj}$ , ( $s^{-1}$ ) traduisant l'efficacité des racines à puiser l'eau de la couche de sol et définie par :

$$r_{sj} = \frac{V_r - 3 - 2 \log \left( \frac{V_r}{1 - V_r} \right)}{8\pi RDF_j K_j} \quad (3.35)$$

pour laquelle  $V_r$  est le volume racinaire dont l'expression est donnée par :

$$V_r = \frac{\pi r_{ac}^2 RDF_j}{\Delta z_j} \quad (3.36)$$

avec  $r_{ac}$  rayon moyen des racines ( $0.35 \cdot 10^{-3}m$ ) et  $\Delta z_j$  épaisseur de la couche (m).

◆ La résistance de la plante pour la couche de sol  $r_{tj}$  ( $s^{-1}$ ), traduisant l'efficacité du xylème à conduire la sève brute de la racine vers la feuille. Elle se définit simplement à partir de la résistance totale de la plante  $r_p$  ( $s.m^{-1}$ ) :

$$r_{tj} = \frac{r_p}{RDF_j} \quad (3.37)$$

Le système final se compose par conséquent de plusieurs branches parallèles ayant chacune deux résistances en série. L'extraction totale qui en découle est alors définie par l'expression non linéaire suivante :

$$Q_r = \rho_w \sum_{j, h_j \geq h_f} \frac{h_j - h_f - z_v}{r_{sj} + r_{tj}} = E_{tr} \quad (3.38)$$

L'estimation de la transpiration  $E_{tr}$  (cf Eq.3.32) se fait par le biais de la résistance du couvert  $r_{sto}$ . Celle-ci dépend de la résistance stomatique minimale de la feuille  $r_{sto \min}$  ( $s.m^{-1}$ ) et de trois facteurs  $f_{Rg}$ ,  $f_{hf}$  et  $f_{VPD}$  tenant compte respectivement de l'influence du rayonnement photosynthétiquement actif (Sellers et al., 1986), du déficit de pression de vapeur (VPD en anglais) et du stress hydrique (Eq. 3.39).

$$r_{sto} = r_{st \min} \frac{f_{Rg}(Rg) f_{hf}(hf) f_{VPD}(VPD)}{LAI} \quad (3.39)$$

avec :

$$f_{Rg}(Rg) = \frac{1+f}{f + r_{sto, \min} / r_{sto, \max}} \quad \text{avec } f = 0.55 \frac{Rg}{Rg_{\max}} \frac{2}{LAI} \quad (3.40)$$

où  $r_{sto, \max}$  est la résistance stomatique maximale ( $s.m^{-1}$ ) et  $Rg_{\max} = 1000 \text{ W.m}^{-2}$  pour les cultures (Noilhan et Planton, 1989). Par ailleurs, suivant Bégue et al. (1994), l'impact du VPD est modélisé à l'aide de l'expression :

$$f_{VPD}(VDP) = 1 + \mu VDP \quad (3.41)$$

où  $\mu$  est un paramètre de contrôle de la résistance stomatique quand le déficit de pression de vapeur augmente (valeur typique  $2.5 \cdot 10^{-4} \text{ Pa}^{-1}$ ). En ce qui concerne le facteur de stress hydrique, celui-ci est modélisé à l'aide de la relation :

$$f_{hf}(h_f) = 1 + \left( \frac{h_f}{h_{fc}} \right)^{5.5} \quad (3.42)$$

où  $h_{fc}$  est le potentiel foliaire critique (m) et l'exposant 5.5 est déduit de Choudhury et Idso (1985). La résolution de l'équation non linéaire (3.38) se fait finalement sur le potentiel foliaire  $h_f$  par une méthode itérative de Newton-Raphson.

### 3.1.1.5 Fonctionnement du modèle

Les parties précédentes ont présenté le fonctionnement des trois principaux modules du schéma de surface, sans aborder explicitement le problème lié à leurs interactions. Cette partie s'attachera ainsi à présenter comment SiSPAT en tient compte dans son fonctionnement général.

L'algorithme d'ensemble du modèle est présenté sur la figure (3.4). Après plusieurs phases de lecture et d'interpolation des fichiers d'entrées, SiSPAT calcule les propriétés hydrodynamiques et thermiques à chaque nœud du sol et les résistances aérodynamiques à partir des variables d'état au pas de temps précédent.

L'enchaînement des étapes suivantes s'appuie sur les considérations suivantes :

◆ Les spécifications du flux de chaleur et de masse à travers la surface (condition de Neumann) ou de la température et du potentiel matriciel de la surface (condition de Dirichlet) en tant que conditions à la limite supérieure, sont nécessaires à la résolution numérique du module sol. Ceci ne peut se faire que par la résolution du bilan d'énergie donc par l'intermédiaire du module SPA. D'autre part, l'expression des gradients des flux de chaleur et d'eau dans le sol (cf. Eq. 3.26 et 3.27) est effectuée dans le module SPA par une approximation en différences finies qui repose sur la connaissance de la température et du potentiel matriciel au deuxième nœud du sol estimées par le module Sol. De fait, la résolution des modules est basée sur le processus itératif suivant : Tout d'abord, le module SPA est résolu à l'aide des valeurs de la température et du potentiel du second nœud au pas de temps précédent. La résolution du module Sol est ensuite effectuée et les nouvelles variables pronostiques au second nœud sont comparées à celles utilisées initialement dans le module SPA. Si les différences entre les deux estimations sont supérieures à une valeur limite alors un nouvel enchaînement des modules est opéré et ceci jusqu'à la convergence des valeurs. En cas de dépassement d'un nombre limite d'itérations, le pas de temps du modèle est divisé par deux et l'ensemble du traitement est alors repris.

◆ Le module SP est aussi en interaction avec le module SPA par l'intermédiaire du potentiel hydrique *a priori* inconnu et qui intervient simultanément dans les deux modules. De la même manière que précédemment, un processus itératif est appliqué jusqu'à convergence foliaire au pas de temps précédent. La transpiration, calculée préalablement dans le module SPA, est injectée dans le module SP afin d'obtenir la nouvelle valeur du potentiel foliaire. La différence entre les deux valeurs permet d'évaluer la poursuite ou non de la boucle, qui dans le premier cas fournira au module Sol la valeur de l'extraction racinaire.

Une condition supplémentaire est introduite en cas de calcul par le module SPA d'un potentiel matriciel à la surface positif. Dans ce cas, le modèle revient au pas de temps précédent et recommence la résolution du système de 5 équations (Eq. 3.25) en fixant la valeur du potentiel matriciel à 0. Ceci permet de s'affranchir d'une inconnue et par conséquent d'une équation, en l'occurrence celle du bilan de masse. Le ruissellement est alors calculé comme le résidu du bilan de masse pour l'ensemble du module Sol (Boulet, 1999).

Le pas de temps du modèle est automatiquement ajusté à partir des variations des gradients de température et de potentiel matriciel. Il reste toujours faible dans l'ensemble puisqu'il varie entre 1s et 50s quand il pleut et 10 et 200s dans le cas contraire.



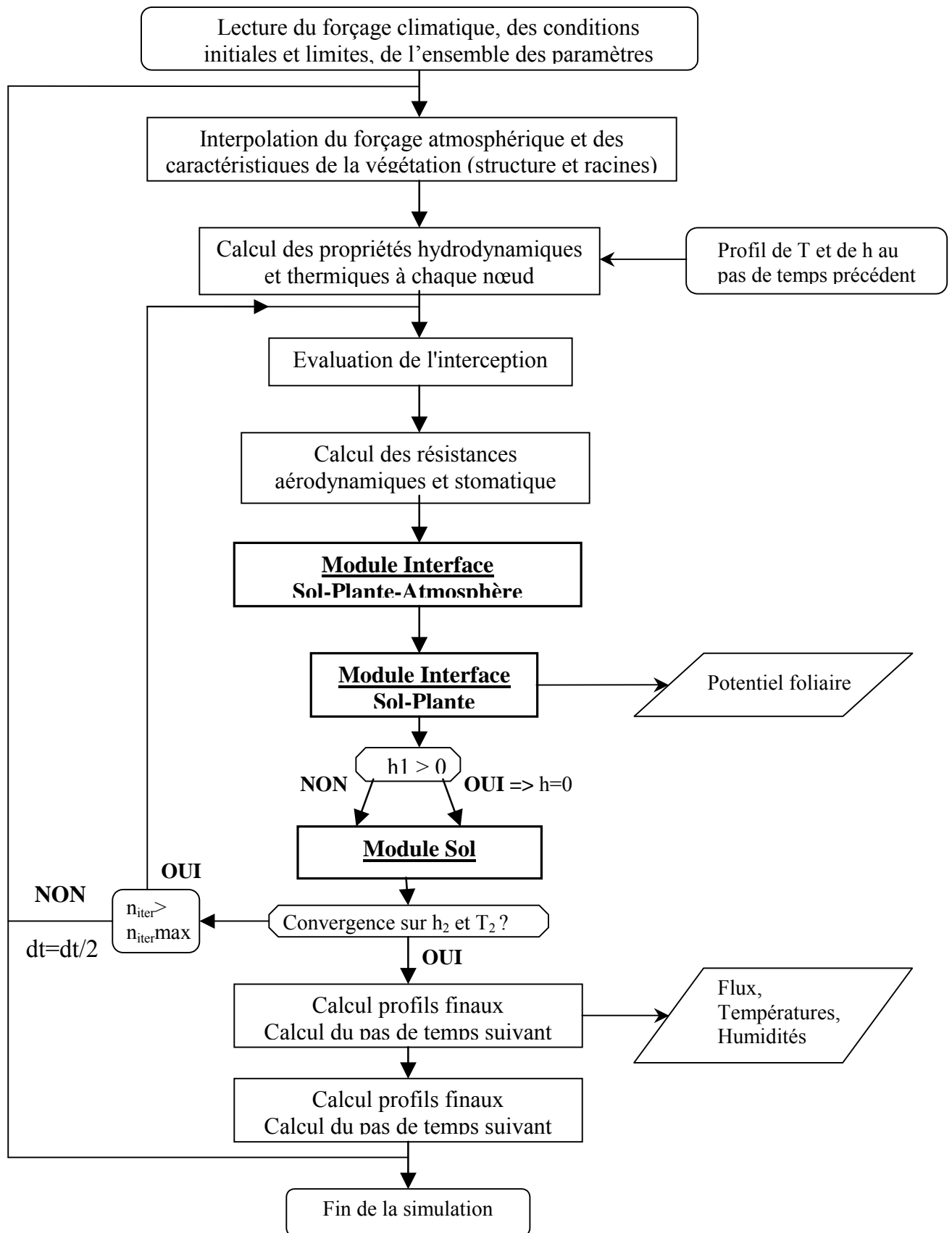


Fig. 3.4 : Schéma de fonctionnement de SiSPAT du potentiel hydrique. La résistance stomatique est initialement estimée à partir du potentiel

### 3.1.2 Intérêt et limites du modèle

Les récents progrès des outils informatiques permettent maintenant d'envisager de manière efficace l'utilisation de modèles de plus en plus sophistiqués sans trop de contraintes de temps de calcul. Un modèle mécaniste complexe comme SiSPAT semble ainsi bien adapté à l'étude des zones agricoles à couverture végétale éparse ou dense, que ce soit pour les domaines d'applications tels que l'hydrologie, la climatologie, et l'agronomie.

Sa méthode de résolution des échanges couplés de chaleur et de masse permet d'accéder à une information détaillée du profil vertical d'humidité, à l'inverse des modèles de type force-restore. Ceci s'avère être un élément déterminant non seulement dans un contexte hydrologique mais aussi d'assimilation de données. Même si dans ce dernier cas, il est notamment possible de corriger les dérives temporelles du modèle à chaque instant de l'observation, il n'en demeure pas moins indispensable de parvenir à une gestion du contenu en eau du sol entre deux observations. L'intérêt d'un modèle détaillé de type SiSPAT peut de ce fait représenter un élément important.

Malheureusement, la représentation physique des processus dans le but d'obtenir une description plus réaliste des échanges se traduit par un nombre plus important de paramètres. Par exemple, la résolution des échanges couplés de chaleur et de masse dans SiSPAT repose sur la prescription de nombreux paramètres dont l'importance est capitale car ils contrôlent le passage entre le bilan de masse et d'énergie (Boulet, 1999). La détermination de ces paramètres se fait souvent de manière empirique, par le biais d'expériences en laboratoire et *in situ* pouvant s'avérer onéreuses, longues à mettre en place et techniquement complexes. On se retrouve alors confronté à deux problèmes majeurs. (1) L'ensemble des paramètres nécessaires n'est jamais déterminé complètement, faute de moyens ou de possibilités de mesures, impliquant alors une phase d'étalonnage du modèle précédant la validation. (2) La détermination expérimentale des paramètres est sujette à des problèmes de variabilités spatiale et temporelle, d'autant plus importante que les processus considérés par le modèle sont nombreux et fins. Ceci a pour conséquence de limiter les potentialités d'utilisation de ce type de modèle à l'échelle locale. L'application du modèle à des zones spatiales plus larges est actuellement envisagée. De plus, SiSPAT a jusqu'à présent été considéré comme un outil de recherche dont l'utilisation sur un site peu documenté semble peu adapté (Braud, 2000). Un des objectifs de ce travail est d'évaluer les potentialités du modèle dans ce contexte de fonctionnement (peu de mesures).

De plus, SiSPAT a été initialement développé en tant qu'outil intégrateur de connaissances dans un souci d'équité entre les niveaux de description des différents compartiments (Braud et al., 1995b) ainsi qu'en tant qu'outil d'analyse des divers processus physiques prépondérants en fonction des conditions climatique et hydrique environnantes, pouvant servir à la validation des paramétrisations utilisées dans des modèles atmosphériques et climatiques (Braud, 2000).

### 3.1.3 Synthèse des applications de SiSPAT

Depuis sa première présentation dans la littérature (Braud et al., 1995b), SiSPAT a été continuellement validé à petite échelle sur divers types de couvert végétaux soumis à différentes conditions climatiques et environnementales. La diversité des sites d'étude a souvent permis de bâtir différentes versions du modèle suivant les mécanismes et processus prépondérants à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère. Une liste non exhaustive des applications de SiSPAT est présentée ci-dessous.

- ◆ Expérience Soja'90 près de Montpellier: première validation du modèle sur une parcelle de soja et une courte période sans précipitation (Braud et al., 1995b).
- ◆ Expérience EFEDA (végétation éparse en climat semi aride) : Intercomparaison de 7 schémas de surface de différents niveaux de complexité sur quatre types de surface (sol nu, vigne, maïs irrigué et végétation naturelle). Etude du processus d'évaporation en conditions très sèches dont les conclusions ont montré l'importance de la prise en compte des transferts couplés et de la phase vapeur près de la surface (Boulet et al., 1997).
- ◆ Expérience HAPEX-SAHEL (Jachère arbustive en climat aride) : Etude de la liaison entre l'humidité de surface et l'évaporation réelle. Importance des propriétés hydrodynamiques sur la prévision de ces deux quantités (Braud et al., 1997 et 1998a)
- ◆ Expérience Ringelbach dans les Vosges (Pâturages de moyenne montagne en climat tempéré) : Intercomparaison de 4 schémas de surface sans phase d'étalonnage (Fouché-Roguez, 1998).
- ◆ Expérience Murex dans le Sud Ouest de la France (Jachère herbacée en climat tempéré) : Intercomparaison de 4 schémas de surface sur le long terme (3 ans de données). Influence de la couche de résidus morts en surface (ou "mulch") sur les échanges à l'interface (Gonzalez, 1999, Gonzalez et al., 1999).
- ◆ Expérience MOONSON'90 et SALSA'97 (Végétation arbustive éparse en climat semi-aride) : Influence des zones de sol nu sous couvert épars (Boulet et al., 1999a).

L'application de SISPAT à des échelles plus grandes est aussi un axe de recherche privilégié. Les problèmes liés à l'hétérogénéité et la variabilité spatiale des propriétés de surface ont été abordés suivant deux approches de modélisation :

- ◆ Une approche stochastique qui considère la zone d'étude comme une surface élémentaire homogène et pour laquelle les effets de variabilité spatiale des paramètres sont pris en compte dans les distributions statistiques associées à chaque paramètre. Cette méthode a été appliquée initialement à l'échelle de la parcelle lors de l'expérience HAPEX-SAHEL (Braud, 1998) puis à l'échelle d'un petit bassin versant en Australie (Boulet, 1999 ; Boulet et al., 1999). Elles ont toutes deux montré la forte influence des propriétés hydrodynamiques sur les composantes du bilan de masse et l'évaporation du sol.
- ◆ Une approche déterministe qui considère la zone d'étude comme une mosaïque de surfaces élémentaires homogènes pour lesquelles on affecte un jeu de paramètres issu de mesures expérimentales. Cette méthode a été appliquée lors du projet EFEDA sur une grille de 100Km<sup>2</sup> (Braud et al., 1999b ; Boulet, 1999) constituée par 100 mailles élémentaires. Une comparaison à une simulation avec un jeu de paramètres effectifs a été réalisée et l'estimation du flux régional a été effectuée par moyenne des flux sur chaque zone élémentaire.

## 3.2 Présentation des modèles de Transfert Radiatif (TR)

Cette partie est consacrée à la description des deux modèles de TR qui ont été couplés à SiSPAT et qui fonctionnent respectivement dans les domaines spectraux des courtes longueurs d'onde (Visible, PIR et MIR, 0.3 à 3  $\mu\text{m}$ ) et de l'infrarouge thermique (3 à 100  $\mu\text{m}$ ). Il est rappelé que dans le domaine des micro-ondes, aucun couplage n'a été réalisé en accord avec le faible nombre de données de télédétection exploitables sur l'ensemble du cycle végétal.

### 3.2.1 Domaine du visible-infrarouge : Modèle 2M-SAIL

La grandeur physique simulée par un modèle de transfert radiatif dans ce domaine spectral est le facteur de réflectance bi-directionnelle (simplement dénommée réflectance par la suite). Nous utiliserons le modèle 2M-SAIL (Weiss et al., 2001) qui est une version Multicouche et Multiélément (2M) du modèle de TR SAIL (Verhoef, 1984) développé pour les couverts végétaux. Dans un souci de cohérence, nous rappellerons donc dans un premier temps les principales caractéristiques et le fonctionnement de SAIL avant d'en présenter la version utilisée. Finalement, nous discuterons des avantages et des limites de ce modèle.

#### 3.2.1.1 Présentation du modèle SAIL

SAIL est un modèle de transfert radiatif utilisé dans une multitude d'applications. Nous nous limiterons ici à indiquer les plus récentes applications dans un contexte d'assimilation de données de télédétection, que se soit de manière couplée à des modèles de fonctionnement de cultures (Moulin et al., 1999, Cayrol et al., 2000, Prévot et al., 2000) ou à des modèles de type TSVA (Oliosio et al., 2001).

Le modèle appartient à la catégorie des modèles "turbide", pour laquelle le couvert végétal est représenté par la superposition de couches horizontales constituées d'éléments diffusants et absorbants distribués aléatoirement en son sein. En général, une seule couche est utilisée, bien que Verhoef (1984) ait évoqué la possibilité d'en utiliser plusieurs. Elle est constituée d'éléments foliaires verts caractérisés par leurs propriétés optiques (réflectance et transmittance) et de structure (angle moyen d'inclinaison foliaire, indice foliaire).

Le fonctionnement du modèle repose sur les équations de Kubelka-Munk (1931), constituant une solution approchée de l'équation du transfert radiatif. Ce système, complété par Suits (1972), comprend 4 équations différentielles (3.43) :

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{dE_-}{dz} = a_d E_- - \sigma_d E_+ - s_d E_s \\ \frac{dE_+}{dz} = \sigma_d E_- - a_d E_+ - s'_d E_s \\ \frac{dE_s}{dz} = k_e E_s \\ \frac{dE_v}{dz} = K_e E_v + u_d E_+ + v_d E_- + w_d E_s \end{array} \right. \quad (3.43)$$

où  $E_-$  et  $E_+$  sont respectivement les flux diffus descendant et montant,  $E_s$  le flux directionnel incident,  $E_v$  le flux ascendant selon la direction d'observation,  $a_d$  et  $\sigma_d$  les coefficients

d'extinction et de rétrodiffusion des flux diffus,  $s_d$  et  $s'_d$  les coefficients de diffusion avant et arrière du flux directionnel incident,  $k_e$  et  $K_e$  les coefficients d'extinction du flux directionnel incident,  $u_d$ ,  $v_d$  et  $w_d$  les coefficients de diffusion vers l'avant.

La résolution du système se fait de manière matricielle (Verhoef,1985) avec les hypothèses suivantes :

- les feuilles sont lambertiennes et orientées aléatoirement suivant l'azimut ;
- les propriétés optiques foliaires sont identiques pour les deux faces de la feuille ;
- les conditions géométriques d'éclairement et d'observation sont connues ;
- la matrice de réflectance du sol est connue.

Finalement, on accède à l'expression de chacune des composantes de la matrice de réflectance au-dessus du couvert végétal, c'est à dire la réflectance directionnelle-hémisphérique  $\rho_{dh}$ , la réflectance bi-hémisphérique  $\rho_{hh}$ , la réflectance hémisphérique directionnelle  $\rho_{hd}$  et la réflectance bidirectionnelle  $\rho_{dd}$ . D'autre part, le modèle prend en compte l'effet du "hot spot" (Kuusk, 1985) par l'intermédiaire d'une paramétrisation sur la réflectance bi-directionnelle. Le "hot spot" représente la configuration où la cible, le soleil et le capteur sont alignés. Dans cette configuration particulière l'instrument ne voit pas de zone d'ombre et la réflectance est maximale. L'amplitude et la largeur du hotspot dépendent des dimensions des feuilles.

### **3.2.1.2 Fonctionnement du modèle 2M-SAIL**

La version 2M-SAIL (Weiss et al., 2001) est une version multicouches et multiéléments du modèle SAIL. Sa principale caractéristique est de pouvoir tenir compte de la présence de plusieurs organes végétaux (feuilles, épis et tiges) dans des "états biologiques" différents (vert, jaune, sénescence). Pour cela, il représente le couvert végétal par la superposition de plusieurs couches de végétation dont chacune est constituée de un ou plusieurs types de ces éléments. Les contraintes de fonctionnement qui en découlent sont alors gérées de la manière suivante :

#### **◆ Fonctionnement Multicouche**

Le modèle peut être simplement perçu comme une extension à  $n$  couches du modèle SAIL. Le système d'équations (3.43) est ainsi successivement résolu pour chaque couche de végétation en commençant par la couche la plus proche du sol à l'aide de la matrice de réflectance de sol (comme dans SAIL). La matrice de réflectance obtenue pour cette couche représente ensuite la limite inférieure de la couche supérieure. Finalement, la matrice de réflectance de l'ensemble du couvert  $R_{t(n+1)}$  est calculée par l'expression :

$$\frac{R_{t(n+1)}}{E_+(t)} = R_{t(n)} E_-(t) \quad (3.44)$$

où  $E_+(t)$  et  $E_-(t)$  représentent les flux ascendant et descendant au-dessus du couvert (indice  $t$  pour "top" en anglais), et  $R_{t(n)}$  la matrice de réflectance au-dessus de la  $n^{\text{ième}}$  couche.

#### **◆ Fonctionnement Multiélément**

Afin de pouvoir se baser sur la résolution du système d'équations (3.43), il est nécessaire de construire pour chaque couche de végétation, un élément "effectif" caractéristique de l'ensemble des divers éléments présents au sein de la couche. Ainsi, le modèle appartient toujours à la catégorie des modèles "milieu turbide".

Chaque coefficient du système d'équations (3.43) est préalablement calculé pour chaque élément de la couche de la même manière que dans SAIL (Verhoef, 1984) c'est à dire à partir de la configuration géométrique d'observation et des propriétés optiques et de structure de l'élément considéré. Le passage aux coefficients de l'élément "effectif" de la couche se fait alors simplement par somme des coefficients propres à chaque élément.

L'effet du "hot spot" est pris en compte pour chaque couche de la même manière que dans SAIL. Un paramètre moyen est donc défini en fonction des éléments présents dans la couche. Celui-ci est directement prescrit par l'utilisateur.

### ◆ Estimation des propriétés optiques des éléments

Les propriétés optiques des éléments peuvent être soit forcées directement dans le modèle, soit calculées par l'intermédiaire du modèle PROSPECT (Jacquemoud et Baret, 1990). Ce dernier a été conçu pour estimer les propriétés optiques foliaires dans le domaine solaire (400-2400 nm). Son application pour des éléments différents (épis et tiges) n'est toutefois sûrement pas très adaptée. PROSPECT estime la réflectance et la transmittance hémisphériques des feuilles par le biais de 5 paramètres biochimiques dont : les concentrations en chlorophylles a et b ( $C_{ab}$  en  $\mu\text{g.cm}^{-2}$ ), en matière sèche ( $C_d$  en  $\text{g.cm}^{-1}$ ), en eau ( $C_w$  en  $\text{cm}^{-1}$ ) et en pigments bruns ( $C_{pb}$  en ) et un indice de structure du mésophylle ( $N$  sans unité).

### ◆ Estimation des propriétés optiques du sol

Dans le fonctionnement du modèle 2M-SAIL, il est nécessaire de connaître la matrice de réflectance du sol. Pour réaliser cette opération, deux choix sont possibles dans le modèle ; soit par prescription directe de l'utilisateur, soit par voie de modélisation. Dans ce dernier cas, il est alors possible d'utiliser soit le modèle SOILSPECT (Jacquemoud et al., 1992), soit le modèle MRPV (Rahman et al., 1993). Nous avons utilisé le modèle MRPV couplé avec le modèle 2M-SAIL. Ce choix s'est basé sur les travaux de thèse de Bacour (2001). MRPV permet d'estimer de manière relativement simple la réflectance bidirectionnelle du sol à partir des conditions géométriques d'incidence et d'observation et de 4 paramètres spectraux.

#### **3.2.1.3 Intérêt et limites du modèle 2M-SAIL**

Le choix du modèle s'est effectué sur la faculté des modèles "milieu turbide" à bien simuler les réflectances de couverts homogènes et denses pour un temps de calcul très rapide. Son utilisation dans un contexte d'assimilation semble donc pouvoir être envisagée de manière efficace. La version 2M-SAIL a par ailleurs la particularité de prendre en compte les divers stades phénologiques de la plante à travers les évolutions de l'architecture du couvert et des propriétés optiques des éléments. Cette propriété est importante si l'on veut simuler la réflectance des couverts végétaux sur toute une période allant de la phase de croissance à la sénescence. Dans notre contexte, l'utilisation de 2M-SAIL a donc un double intérêt :

- Dans le modèle TSVA, sur le calcul de la réflectance hémisphérique du couvert et

sur la simulation des échanges énergétiques et hydriques.

- Dans le modèle couplé, sur la simulation des réflectances directionnelles en vue de la phase de validation du modèle et de l'assimilation de ces données dans le modèle.

L'utilisation d'un modèle de propriétés optiques du sol a l'avantage (à moins d'avoir des mesures directionnelles adéquates) de tenir compte des effets directionnels liés à l'anisotropie du sol sur la simulation des réflectances directionnelles et spectrales du couvert par 2M-SAIL. Ceci s'avère être un élément important pour l'étude des sols nus mais aussi pour les couverts végétaux. Dans ce contexte, il est important de souligner les points suivants :

- Dans le visible, la forte absorption de la végétation peut rapidement limiter l'influence du sol sur le calcul de la réflectance du couvert. Toutefois, dans le cas des couverts végétaux à faible densité (ou en phase de développement), les effets directionnels du sol restent prépondérants et ne peuvent être négligés.

- Dans le proche infrarouge, la végétation est caractérisée par une faible absorption, ce qui se traduit par une contribution importante des diffusions à l'intérieur du couvert et entre le couvert et le sol. La simulation de la réflectance du couvert sera donc sensible aux valeurs des propriétés optiques du sol dans ce domaine (couverts peu denses).

Toutefois, comme cela a déjà été évoqué, la façon dont le modèle représente le couvert végétal en limite fortement les potentialités d'étude à des couverts homogènes et denses. Dans notre cas d'étude du cycle saisonnier du blé, il est possible de rencontrer des situations où cette hypothèse n'est pas toujours remplie. Celles-ci peuvent être notamment liées à des effets de rangs ou à une croissance partiellement hétérogène au sein même de la parcelle.

### 3.2.2 Domaine de l'infrarouge thermique

Le modèle SiSPAT simule la part de rayonnement grandes longueurs d'onde renvoyé par le couvert vers l'atmosphère (à partir des rayonnements grandes longueurs d'onde absorbés par le sol et par la végétation, cf. Eq. 3.30). La méthode employée jusqu'à présent dans SiSPAT consistait alors à convertir ce rayonnement en une température par inversion de la loi de Stephan-Boltzmann (Eq. 3.45) :

$$T_{rad} = \left[ \frac{R_a - R_{as} - R_{av}}{\sigma} \right]^{0.25} \quad (3.45)$$

avec  $\sigma$  constante de Stefan-Boltzmann ( $5.66910^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ ). Cette nouvelle variable déduite de la modélisation, s'appelle la température radiative du couvert. Elle diffère de la température de brillance car elle considère l'ensemble du spectre grandes longueurs d'onde [3-100  $\mu\text{m}$ ] et l'ensemble des directions du demi-hémisphère supérieur. Son expression fait intervenir les propriétés spectrales hémisphériques moyennes du sol et la végétation et le rayonnement atmosphérique incident au couvert  $R_a$  mesuré lui aussi dans ces mêmes conditions géométrique et spectrale.

La comparaison directe de ces deux températures semble donc délicate et a souvent été étudiée par le passé. Pour contourner cette difficulté, nous utiliserons donc un modèle TR permettant de simuler directement les températures de brillance dans les mêmes configurations géométriques et spectrales que celles d'acquisition expérimentale. Le modèle retenu pour cette étude représente une extension directionnelle et spectrale (dans le sens où il

peut fonctionner sur n'importe quelle fenêtre spectrale) du modèle d'échanges radiatifs grandes longueurs d'onde utilisé dans SiSPAT. Il a été mis au point au CETP (François, 2001) sur la base des travaux de François et al. (1997). Nous le nommerons par abus de langage, modèle "Beer-Lambert" car l'expression des diverses composantes radiatives grandes longueurs d'onde (Fig. 3.5) se fait par l'intermédiaire du facteur d'écran, lui-même relié à l'indice foliaire par une loi de type Beer-Lambert. Ce modèle prend en compte trois sources de rayonnement thermique : le rayonnement atmosphérique  $R_a$ , l'émission de la végétation  $B(T_v)$  et l'émission du sol sous-jacent  $B(T_s)$ . Ces deux dernières sont estimées par intégration numérique de la loi de Planck sur le domaine spectral de la mesure à partir des températures végétation  $T_v$  et sol  $T_s$  simulées par SiSPAT. Les composantes ascendantes sont exprimées de manière directionnelle et celles descendantes de manière diffuse (hémisphérique). Le rayonnement thermique renvoyé par l'ensemble du couvert s'exprime par l'expression analytique :

$$B(T_b) = (1 - \varepsilon_{co}(\alpha))R_a + \omega_{to}(\alpha)B(T_v) + \varepsilon_s \tau_{to}(\alpha)B(T_s) \quad (3.46)$$

où  $\varepsilon_{co}$ ,  $\omega_{to}$  et  $\tau_{to}$  sont respectivement l'émissivité directionnelle du couvert, la fraction de rayonnement émis par la végétation vers le haut en tenant compte des réflexions multiples Sol-Végétation et la transmittance montante du couvert en tenant compte des réflexions multiples Sol-Végétation. Les expressions de ces trois coefficients, ainsi que celles des paramètres intermédiaires, sont résumées dans le Tableau (3.1). La température de brillance est ensuite déduite de l'expression (3.46) par inversion de la loi de Planck sur le même domaine spectral.

Enfin, il est important de souligner que le calcul du facteur d'écran a été modifié dans le domaine de l'infrarouge thermique. Initialement dans SiSPAT, il était toujours défini par son expression donnée en (3.29). Pourtant, les éléments végétaux ne réagissent pas de la même manière dans le domaine solaire et le domaine atmosphérique puisqu'ils deviennent totalement opaques sur ce dernier (transmittance nulle). Nous l'avons donc différencié suivant les deux domaines spectraux. En infrarouge thermique, il est désormais calculé par :

$$\sigma_{f,th} = \sigma_f(3 - 100\mu m) = 1 - \frac{1}{\pi} \int_{-\frac{\pi}{2}}^{\frac{\pi}{2}} b(\alpha) d\alpha = 1 - e^{(-0.825LAI)} \quad (3.47)$$

avec  $b(\alpha)$  fréquence de trou directionnelle définie dans le cas d'un couvert sphérique et dans l'IRT par :

$$b(\alpha) = e^{\left(-0.5 \frac{LAI}{\cos \alpha}\right)} \quad (3.48)$$

La paramétrisation du membre de droite de la relation (3.47) a été proposé par François (2001) et a été utilisée dans ce travail.



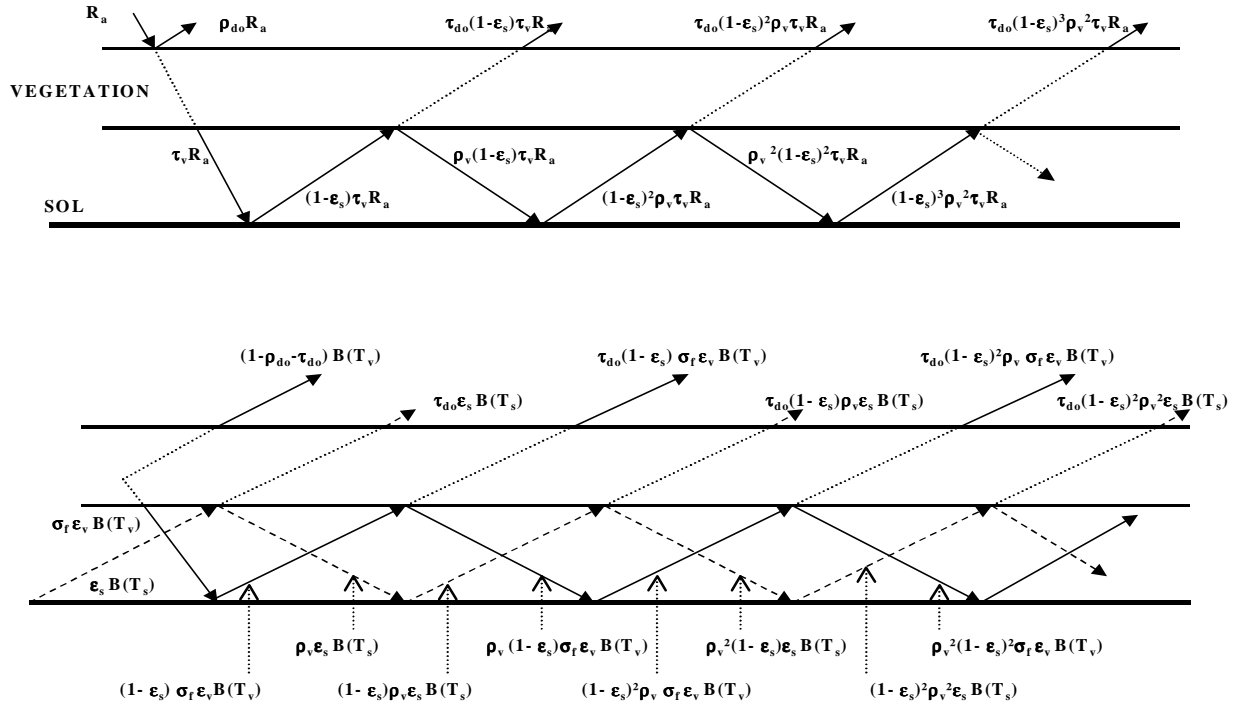


Fig. 3.5 : Composantes radiatives prises en compte dans le modèle directionnel Beer-Lambert :  
Origine atmosphérique (haut) et émissions thermiques du Sol et de la végétation (bas)

$\begin{cases} \epsilon_{co} = 1 - \rho_{co} \\ \tau_{to} = \frac{\tau_{do}}{1 - (1 - \epsilon_s)\rho_v} \\ \omega_o = 1 - \rho_{co} - \epsilon_s \tau_{co} \\ \rho_{co} = \rho_{do} + \frac{\tau_v(1 - \epsilon_s)\tau_{do}}{1 - (1 - \epsilon_s)\rho_v} \end{cases}$	Emissivité directionnelle du couvert
avec	Fraction de rayonnement émis par la végétation vers le haut
$\rho_{do} = (1 - b(\alpha))(1 - \epsilon_v)$	Transmittance montante du couvert
$\tau_{do} = b(\alpha)$	Réflectance directionnelle du couvert (végétation+sol)
$\rho_v = \sigma_f (1 - \epsilon_v)$	Réflectance montante de la végétation (directionnelle)
$\tau_v = 1 - \sigma_f$	Transmittance montante de la végétation (directionnelle)
	Réflectance descendante de la végétation (diffuse)
	Transmittance descendante de la végétation (diffuse)

Tab. 3.1 : Coefficients du modèle TR "Beer-Lambert"

### **3.3 Développement du modèle couplé (SiSPAT-RS)**

Le développement du modèle couplé SiSPAT-RS (Simple Soil Plant Atmosphere-Remote Sensing) repose sur l'utilisation combinée des modèles SiSPAT, 2M-SAIL et Beer-Lambert. Toutefois les modèles TR sont utilisés dans deux objectifs majeurs : (1) permettre la modélisation des échanges radiatifs, et par conséquent celle des échanges turbulents et hydriques par le modèle TSVA, (2) simuler les données multidirectionnelles et multispectrales en vue de l'assimilation des données dans le modèle. L'utilisation des modèles TR ne peut être donc envisagée de la même manière suivant que l'on s'intéresse à l'une ou l'autre de ces fonctions. En effet, la simulation des échanges radiatifs intervient à chaque nouveau pas de temps de résolution du bilan d'énergie dans SiSPAT et requiert un fonctionnement sur l'ensemble des domaines spectraux et sur l'ensemble des directions du demi-hémisphère supérieur. Par opposition, la simulation des données issues de la télédétection en vue de l'assimilation intervient ponctuellement, sur une fenêtre spectrale limitée et dans une configuration géométrique particulière. On s'attachera donc à présenter ici comment le couplage entre les modèles TR et le modèle TSVA a été réalisé de manière opérationnelle autour de ces deux objectifs.

#### **3.3.1 Modélisation du transfert radiatif**

En ce qui concerne la modélisation des échanges radiatifs dans le domaine solaire ( $0.3 - 3 \mu\text{m}$ ), il a été décidé d'implanter le modèle 2M-SAIL, pour sa capacité à prendre en compte la couche de végétation jeune qui se développe au cours du cycle végétal et pour son intérêt multispectral. Toutefois, l'implantation de 2M-SAIL dans SiSPAT a généré plusieurs contraintes sur les fonctionnements respectifs de chacun des modèles. En ce qui concerne le modèle TR, celui-ci doit désormais être capable de fonctionner sur l'ensemble du domaine solaire. Dans ce sens, ce dernier a été découpé en 110 intervalles; le modèle 2M-SAIL fonctionnant pour chacune d'elles à la longueur d'onde centrale associée. Le passage à l'ensemble du spectre a été effectué par convolution des résultats obtenus sur chaque intervalle avec les densités spectrales moyennes des rayonnements solaire et atmosphérique. Il découle aussi plusieurs contraintes concernant les propriétés optiques du sol et de la végétation, puisqu'elles doivent désormais être connues ou calculées sur l'ensemble du domaine solaire. Dans le cas du sol, le calcul des réflectances par le modèle MRPV nécessite la connaissance de 4 coefficients pour chacun des 110 intervalles, ce qui peut s'avérer relativement problématique. Une alternative consiste si possible à utiliser des mesures spectrales de réflectances d'un sol sec et d'un sol humide (méthode utilisée par la suite ; cf. Chapitre 4). Dans le cas des propriétés optiques de la végétation, le choix entre l'utilisation du modèle Prospect ou des mesures spectrales est laissé à l'utilisateur. L'adaptation du modèle 2M-SAIL a ainsi permis de calculer les fractions de rayonnement courtes longueurs d'onde absorbé par la végétation et le sol sous-jacent, toutes deux nécessaires au fonctionnement de SiSPAT à chaque pas de temps de résolution du bilan d'énergie.

La modélisation des échanges radiatifs dans le domaine thermique ( $3-100 \mu\text{m}$ ) n'a pas posé de problème particulier puisque le modèle initial a été conservé ; l'extension directionnelle proposée par François (2001) n'ayant un intérêt que dans la simulation de la température de brillance. La seule modification a concerné la différenciation et l'estimation du nouveau facteur d'écran sur ce domaine spectral à partir de la paramétrisation proposée en (3.47).

### 3.3.2 Modélisation des données de télédétection

Le couplage entre SiSPAT et les deux modèles TR a aussi comme objectif de simuler les données de télédétection, c'est à dire les données des instruments Polder et de la Caméra Thermique de l'INRA, et de manière plus précise les réflectances de surface dans les trois canaux spectraux : vert ( $0.55 \mu\text{m}$ ), rouge ( $0.67 \mu\text{m}$ ) et proche infrarouge ( $0.875 \mu\text{m}$ ) et les températures de brillance dans la bande spectrale  $[7.5-13.5 \mu\text{m}]$ . Dans cette objectif, les modèles TR fonctionnent simplement par passage des diverses variables calculées par SiSPAT. Celles-ci sont au nombre de trois : Pour le calcul de la température de brillance dans l'IRT par le modèle "Beer-Lambert", les températures  $T_s$  et  $T_v$  sont requises. En ce qui concerne le calcul des réflectances avec le modèle 2M-SAIL seule la teneur en eau des 5 premiers centimètres de la colonne sol  $W_{05}$  est nécessaire, plus particulièrement pour l'estimation de la réflectance du Sol (Fig. 3.6).

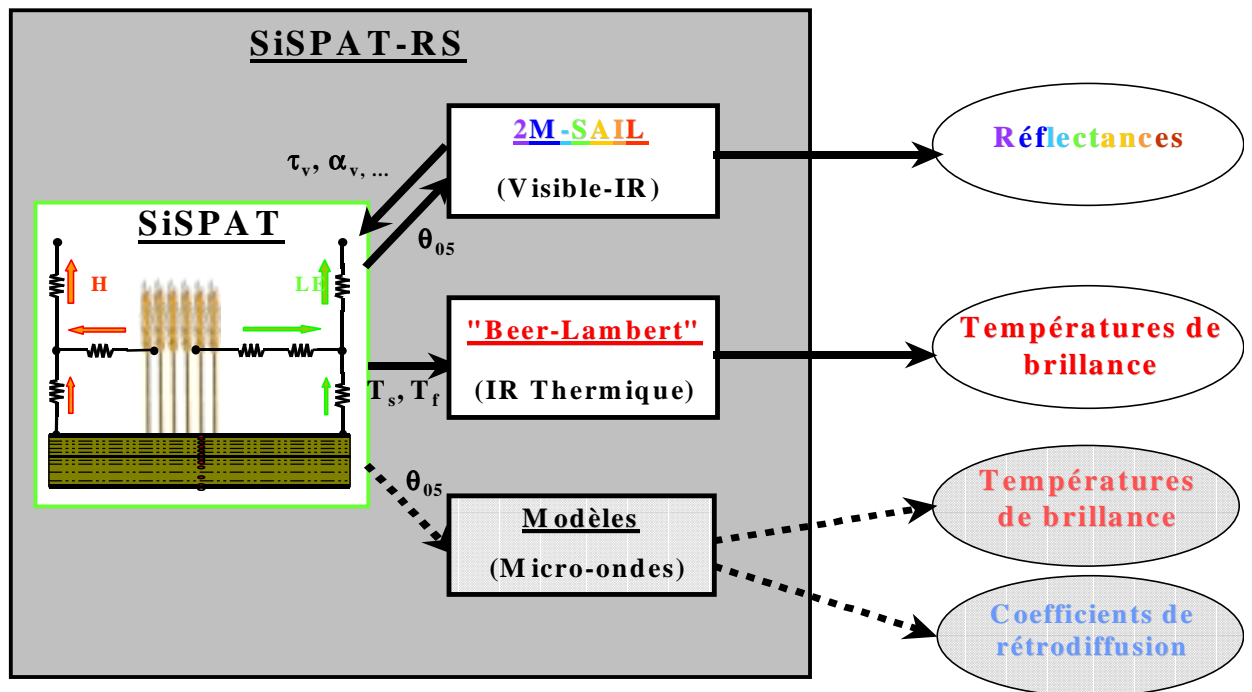


Fig. 3.6 : Schéma de fonctionnement du modèle SiSPAT-RS. En gris, a été portée la future évolution nécessaire pour une exploitation dans le domaine des micro-ondes.

# **Chapitre 4**

## **Base de données : Campagne expérimentale Alpilles-ReSeDA**

### **4.1 Présentation générale du programme ReSeDA**

Le programme européen ReSeDA (Remote Sensing Data Assimilation) a débuté en 1996 en collaboration entre une dizaine de laboratoires européens, dont l'objectif concerne l'utilisation conjointe de la modélisation et des données de télédétection multispectrales et multitemporelles pour le suivi du fonctionnement des couverts végétaux. Jusqu'à présent, le déroulement du projet s'est principalement effectué autour de deux étapes, chaque laboratoire apportant ses compétences à l'une comme à l'autre :

- Une large campagne expérimentale devant fournir l'ensemble des données nécessaires au fonctionnement des modèles. Cette phase s'est déroulée entre fin 1996 et fin 1997.
- Le traitement et l'exploitation des résultats expérimentaux par les différentes équipes de recherche rassemblées à l'occasion en plusieurs groupes de travail en fonction de leurs objectifs scientifiques. En ce qui nous concerne, notre travail s'insère dans le groupe "intercomparaison des modèles TSVA" (Olios et al., 2001a) rassemblant les équipes du CESBio, CETP, LTHE, Météo-France et de l'INRA Avignon. Les premiers résultats ont été obtenus sur les parcelles de blé (Olios et al., 2001b).

Le site expérimental retenu lors du projet ReSeDA est situé près d'Avignon, dans la vallée du Rhône, au nord de la chaîne des Alpilles (Fig. 4.1). C'est une zone de cultures intensives d'environ 5 km sur 5 km, au relief peu marqué et constituée par une mosaïque de parcelles (de quelques hectares). Au moment de la campagne expérimentale, les principales classes végétales étaient essentiellement du blé (32%), du tournesol (20%), de la prairie (16%) et du maïs (9%) (Fig. 4.2). En conséquence, les cultures de blé et de tournesol ont bénéficié d'une attention particulière lors de la campagne expérimentale. Toutefois de manière générale et en relation avec le dispositif instrumental mis en place sur chacune des parcelles étudiées, on distingue :

- Les parcelles de référence pour l'étalonnage des modèles, bénéficiant d'un dispositif expérimental maximum lors de la campagne. Les mesures effectuées permettent d'estimer l'ensemble des propriétés et des caractéristiques du sol, de la végétation et de la proche atmosphère au-dessus du couvert végétal qui sont

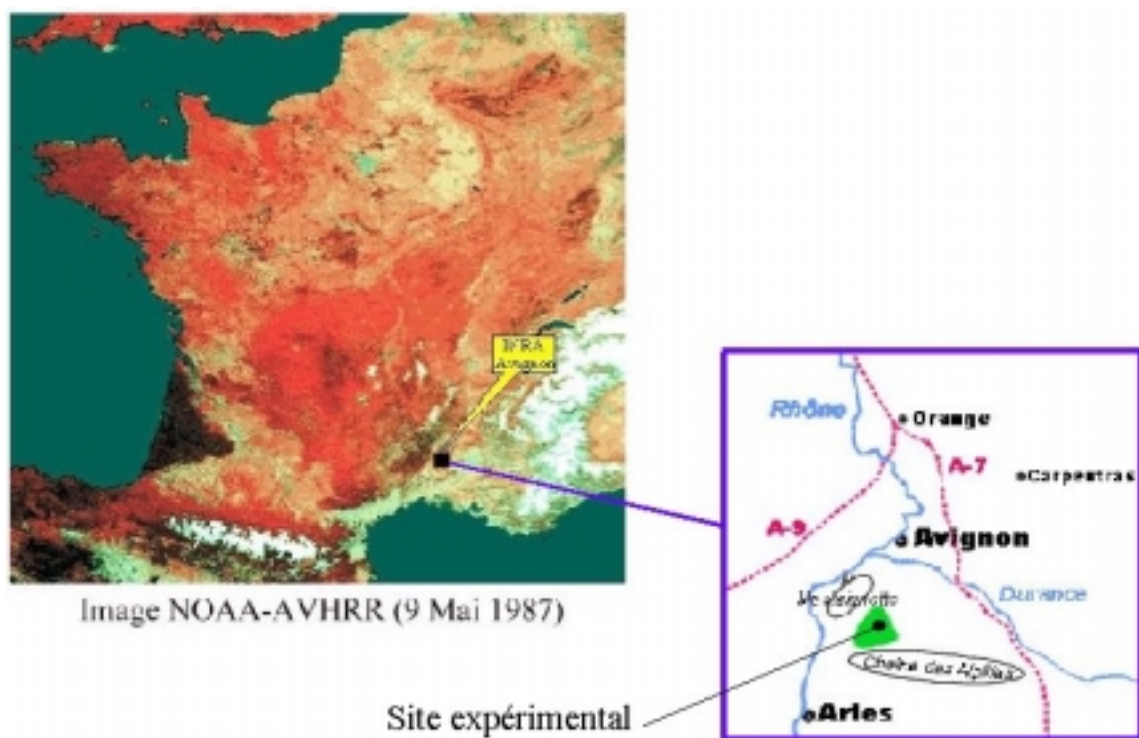


Fig. 4.1 : Localisation géographique de l'expérience Alpilles-ReSeDA



Fig. 4.2 : Cartographie des parcelles sur le site Alpilles-ReSeDA

nécessaires au bon fonctionnement des modèles TSVA. Seulement trois parcelles (blé 101, tournesol 121 et luzerne 203) ont été instrumentées de la sorte (Tab. 4.1)

- Les parcelles dites de "validation", légèrement moins instrumentées. Elles servent à la validation des modèles par application combinée des données collectées sur la parcelle traitée et des résultats obtenus lors de la phase d'étalonnage.
- Les parcelles dites de "télédétection", faiblement instrumentées et nécessaires à une validation à plus grande échelle des modèles.

Dans la suite de ce travail, nous nous intéresserons exclusivement aux cultures de blé ; certains problèmes expérimentaux spécifiques aux parcelles de tournesol étant encore non résolus (concernant notamment le LAI). Plus particulièrement, la parcelle d'étalonnage 101 (blé d'hiver), sur laquelle on dispose d'un maximum de données expérimentales, constituera la parcelle d'étude de la majeure partie de ce travail. La parcelle 120 (Blé irrigué) a aussi été utilisée pour la validation du modèle. Les périodes d'étude de ces deux parcelles sont indiquées dans le Tableau (4.2). Les dates initiales et finales ont été déterminées à partir du jeu de conditions initiales disponible, d'évènements climatiques (gel) ou d'origine anthropique (irrigation intempestive, fauche) contraignants (Braud et Chanzy, 2000). L'acronyme DOE indique le numéro du jour d'expérimentation (Day Of Experiment en anglais). La période d'étude de la parcelle 120 est séparée en deux car cette dernière a été inondée au cours d'une irrigation intempestive de la part de l'agriculteur.

Par ailleurs, un site météorologique a aussi été instrumenté. Il a fourni l'ensemble des mesures atmosphériques nécessaires aux modèles TSVA (rayonnements solaires direct et diffus, rayonnement atmosphérique, précipitations, vitesse du vent, températures et humidités de l'air à deux mètres). Ces mêmes mesures ont été aussi effectuées sur les parcelles d'étalonnage.

## **4.2 Mesures de terrain**

Lors de la campagne Alpilles-ReSeDA, de nombreuses expérimentations *in situ* ont été mises en place dans le but de déterminer au mieux les caractéristiques de l'interface SVA. Les points suivants résument les principales mesures qui ont été effectuées et les principales difficultés expérimentales rencontrées. Il ne nous a pas paru primordial de détailler explicitement les protocoles expérimentaux. Des informations à ce propos pourront être trouvées dans le rapport final du projet ReSeDA (Baret, 2000), les travaux de thèse de Jacob (1999) ou l'ensemble des documents informels de la base de données .

### **4.2.1 Variables atmosphériques**

L'ensemble des variables atmosphériques que l'on utilisera pour le fonctionnement du schéma SiSPAT-RS provient du site météorologique . Il s'agit des rayonnements solaires direct et diffus (0.3-3  $\mu\text{m}$ ), du rayonnement atmosphérique (3-100  $\mu\text{m}$ ), de la vitesse du vent à deux mètres, de la température et de l'humidité de l'air à deux mètres et des précipitations. Toutes ces données ont été échantillonnées avec un pas de temps de 20 minutes.

Ces mêmes variables (hormis le rayonnement atmosphérique) ont été aussi mesurées sur chacune des parcelles d'étalonnage. Toutefois, les mesures issues de la parcelle 101 n'ont pu



Numéro de parcelle	Catégorie expérimentale	Culture	Evolution temporelle
101	Calibration ou référence	Blé d'hiver	Semis le 07/11/96. Récolte le 01/07/97.
203	Calibration ou référence	Luzerne	Coupes les 23/04/97, 09/06/97, 16/07/97 et 19/08/97
102	Calibration ou référence	Tournesol	Semis le 10/05/97. Sénescence à partir du 04/08/97. Récolte les 03 et 04/10/97.
120	Validation ou test	Blé d'hiver	Semis le 18/11/96. Récolte le 01/07/97.
214	Validation ou test	Blé de printemps	Semis le 12/02/97. Levée le 27/02/97. Récolte le 16/07/97.
121	Validation ou test	Tournesol	Semis les 09, 10 et 11/05/97. Sénescence à partir du 12/08/97. Récolte le 22/09/97.
501	Validation ou test	Tournesol	Semis le 22/03/97. Sénescence à partir du 15/07/97. Récolte le 29/08/97.
103	Télédétection	Blé	ND(*)
208	Télédétection	Blé d'hiver	Semis le 23/10/96. Récolte le 01/07/97.
210	Télédétection	Blé d'hiver	Semis les 29 et 31/10/96. Récolte le 13/06/97.
300	Télédétection	Blé d'hiver	Semis le 09 et 10/11/96. Récolte le 23/06/97.
104	Télédétection	Maïs	ND(*)
112	Télédétection	Maïs	ND(*)
500	Télédétection	Maïs	ND(*)
301	Télédétection	Prairie	ND(*)
304	Télédétection	Tournesol	Semis le 19/03/97. Sénescence à partir du 27/08/97. Récolte du 25/08/97 au 29/08/97.

Tab. 4.1 : Caractéristiques des parcelles - (\*) ND : Non Disponible (d'après Jacob, 1999)

Parcelle	Départ de simulation (DOE)	Fin de simulation (DOE)
101 (Blé d'hiver)	387 (21/01/97)	542 (25/06/97)
120 (Blé irrigué)	402 (05/02/97) 464 (08/04/97)	461 (05/04/97) 537 (20/06/97)

Tableau 4.2 : Période de simulation des parcelles de blé 101 et 120

être utilisées dans la modélisation essentiellement pour cause de manques importants de données durant la période de simulation ; la reconstitution s'avérant complexe et peu précise lors de certaines périodes. L'utilisation dans les modèles de données provenant du site météorologique peut engendrer des erreurs liées notamment à des différences spatiales de précipitations, de rayonnement solaire pour les jours nuageux, et surtout de la température et de l'humidité au-dessus du couvert qui dépendent toutes deux fortement du développement et de l'état hydrique du couvert végétal. Dans ce dernier cas, des tests ont toutefois été menés à partir des mesures d'humidités spécifiques disponibles. Ils ont montré sur ces périodes peu de différences avec l'utilisation des données provenant du site météorologique (non présenté dans ce travail). D'autre part, la confrontation des mesures du rayonnement solaire sur l'ensemble des parcelles de mesures a montré l'uniformité de ce dernier sur le site (Jacob, 1999). Une erreur quadratique moyenne de  $5 \text{ W.m}^{-2}$  a été observée pour ces deux instruments par rapport à un pyranomètre Eppley de référence du centre météorologique de Carpentras. Au niveau des précipitations, l'analyse n'a pas encore été menée au sein du groupe de travail "Intercomparaison des modèles TSVA".

Le rayonnement atmosphérique n'a été quant à lui mesuré que sur le site météorologique à l'aide d'un pyrgéomètre Eppley. Le constructeur indique une précision de l'ordre de 5%.

#### **4.2.2 Données Sol**

Un gros travail a été mis en œuvre au cours de l'expérimentation afin de déterminer au mieux l'ensemble des propriétés du sol sur chacune des parcelles, ainsi que les variables qui serviront à la validation des modèles. Les points suivants s'attacheront à présenter de manière exhaustive les données expérimentales que nous utiliserons dans ce travail :

- Le contenu en eau volumique a été mesuré sur l'ensemble des parcelles par différentes méthodes (sondes à neutron, sondes capacitatives, mesures gravimétriques). Nous utiliserons les mesures délivrées par les sondes à neutron et par les sondes capacitatives ; les premières ayant fournies des données, au rythme moyen d'une semaine, tous les 10 cm de sol, et ceci jusqu'à une profondeur de 140 cm, et les secondes des données horaires pour différentes couches de sol mais sur des périodes plus courtes. Conjointement, des mesures horaires de température dans le sol sont aussi disponibles à diverses profondeurs. Ces deux types de mesures serviront à l'initialisation du modèle (Tab. 4.3 et Tab. 4.4), ainsi qu'à son étalonnage et à sa validation.
- Le profil vertical du potentiel matriciel a été estimé à l'aide de tensiomètres (7 pour les parcelles d'étalonnage et 5 pour les parcelles de validation). Ils ont été implantés à côté des sondes à neutron et en 5 lieux différents sur chaque parcelle.
- La granulométrie du sol a aussi été déterminée en laboratoire (INRA Arras) après collecte d'échantillon sur chacune des parcelles. Les données ont été analysées sur plusieurs couches verticales du sol (granulométrie détaillée) et ceci en tenant compte des hétérogénéités locales sur les parcelles (7 échantillons par parcelle). La granulométrie moyenne sur l'ensemble de la colonne sol a ensuite été estimée par moyenne pondérée des mesures de granulométrie détaillée sur les profondeurs respectives des couches des sols.



Profondeur (cm)	Contenu en eau volumique (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )		
	Parcelle 101	Parcelle 120	
	DOE 387	DOE 402	DOE 464
0-10	0.4047	0.4058	0.3731
10-20	0.4025	0.3467	0.3289
20-30	0.3987	0.3780	0.3637
30-40	0.3813	0.3638	0.3593
40-50	0.3596	0.3670	0.3600
50-60	0.3665	0.3620	0.3478
60-70	0.3679	0.3625	0.3490
70-80	0.3703	0.3676	0.3581
80-90	0.3713	0.3703	0.3658
90-100	0.3793	0.3672	0.3664
100-110	0.3801	0.3675	0.3689
110-120	0.3801	0.3721	0.3715
120-130	0.3802	0.3738	0.3731
130-140	0.3842	0.3723	0.3752

Tab. 4.3 : Conditions initiales en humidité pour les parcelles de blé 101,120 et 214

Parcelle 101		Parcelle 120		
Z (cm)	DOE 387 T (°C)	Z (cm)	DOE 402 T (°C)	DOE 464 T (°C)
0.5	8.25	1.0	5.3	9.4
1	8.30	1.8	5.7	9.8
2.5	8.50	3.2	5.8	10.4
7.5	8.90	7.7	6.5	12.1
15.0	9.1	14.0	6.8	12.8
25.0	8.8	30.0	6.8	12.9
50.0	8.1	50.0	6.9	12.2
100.0	8.4	100.0	NC	NC

Tab. 4.4 : Conditions initiales en température pour les parcelles de blé 101 et 120 :  
Z : profondeur, T : Température, NC : Non connue

- La densité volumique sèche a été mesurée sur chacune des parcelles et de manière détaillée sur plusieurs couches verticales du sol. De la même façon que pour la granulométrie, la densité volumique sèche moyenne du sol de la parcelle a été estimée par moyenne pondérée des mesures sur les profondeurs respectives des couches. L'analyse de la parcelle 120 n'a pas montré d'hétérogénéité de densité volumique sèche sur les 140 premiers centimètres de la colonne sol.
- L'ensemble des propriétés hydrodynamiques du sol a été déterminé conjointement entre le LTHE et l'INRA Avignon et ceci par diverses méthodologies combinées (chambre en pression, méthode Wind, et méthode Haverkamp et al. (1998)). De manière générale, les paramètres de forme des courbes de rétention de Van Genuchten (1981) ont été déterminés à l'aide de relations empiriques à partir des mesures de granulométrie et de densité volumique sèche. Le paramètre de normalisation  $h_g$  a ensuite été déterminé par ajustement entre mesures de potentiel matriciel et mesures de contenu en eau volumique. La caractérisation de tous ces paramètres reste toutefois relativement subjective et empirique, donc soumise à une grande incertitude. Par ailleurs, la présence de fissures importantes a été observée sur les parcelles. Ceci a généré des écoulements préférentiels et rapides lors d'événements pluvieux entre les différentes couches du sol. Pour tenir compte de cet effet dans la modélisation, les paramètres de la courbe de conductivité hydraulique pour les macropores (cf. Eq. 3.18 et 3.19) ont alors été déterminées au LTHE à partir des mesures de conductivité hydraulique.
- La capacité thermique sèche a été déterminée à l'aide des mesures de densité sèche et de la relation (3.22). La capacité thermique du sol qui en découle sera calculée à l'aide du modèle de De Vries (1963) comme dans l'équation (3.21).
- L'expression de la conductivité thermique en fonction de l'humidité par la méthode de Van De Griend et O'Neill (1986) a été choisi par la suite. Elle dépend d'un coefficient de texture et de la capacité thermique sèche (cf. Eq. 3.24). Ce choix n'a pas été spécialement basé sur une considération particulière.
- Les propriétés optiques du sol ont été déterminées en laboratoire par l'équipe de l'INRA Avignon après prélèvement sur un sol caractéristique de la zone d'étude. Deux spectres différents de réflectances hémisphériques sont à notre disposition ; le premier a été acquis en conditions sèches et l'autre en conditions humides (Fig. 4.3).

Les valeurs numériques de la plupart des paramètres sol précédemment décrits sont indiquées dans les Tableaux (4.5 a et b). A noter que les valeurs de  $n$  et  $m$  sont estimées avec l'hypothèse de Burdine (1953) (cf. Chapitre 3) et que le point de flétrissement  $\theta_f$  ( $m^3.m^{-3}$ ) est calculé en dernier lieu par inversion de la courbe de rétention pour un potentiel matriciel égal à  $-150$  m. Ces tableaux indiquent également les valeurs des paramètres obtenus en considérant le sol homogène (en gras), bien que ces derniers ne soient pas utilisés dans la suite de ce travail.

a)

Parcelle	Profondeur (cm)	Argile (%)	Limon (%)	Sable (%)	$\rho_d$ (g cm <sup>-3</sup> )	$\varepsilon$ (-)	$\theta_s$ (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	$\theta_r$ (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )	m (-)	n (-)	$h_g$ (m)	$\theta_f$ (m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup> )
<b>101</b>	<b>0-200</b>	<b>41.8</b>	<b>53.9</b>	<b>4.3</b>	<b>1.6</b>	<b>0.40</b>	<b>0.381</b>	<b>0</b>	<b>0.06044</b>	<b>2.1286</b>	<b>-4</b>	<b>0.239</b>
	0-10	38.9	55.8	5.3	1.3	0.509	0.43	0	0.0626	2.133	-0.4	0.195
	10-40	39.7	55.7	4.6	1.35	0.49	0.41	0	0.06373	2.136	-0.8	0.201
	40-90	48.1	49.9	2.0	1.6	0.396	0.383	0	0.05231	2.1103	-3.0	0.249
	90-200	41.3	54.7	4.0	1.68	0.366	0.366	0	0.06153	2.131	-2.0	0.208
<b>120</b>	<b>0-140</b>	<b>42.0</b>	<b>53.8</b>	<b>4.2</b>	<b>1.54</b>	<b>0.419</b>	<b>0.38</b>	<b>0</b>	<b>0.0601</b>	<b>2.128</b>	<b>-4.0</b>	<b>0.239</b>

b)

Parcelle	Profondeur (cm)	$K_{smat}$ (m s <sup>-1</sup> )	$\eta$ (-)	$K_s$ (m s <sup>-1</sup> )	$\theta_{macro}$ (-)	$C_{drv}$ (10 <sup>6</sup> J m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup> )
<b>101</b>	<b>0-200</b>	<b>5.0 10<sup>-9</sup></b>	<b>19.57</b>	<b>2.4 10<sup>-6</sup></b>	<b>0.0</b>	<b>1.20</b>
	0-10	5.0 10 <sup>-9</sup>	18.97	7.0 10 <sup>-6</sup>	0.013	0.98
	10-40	1.8 10 <sup>-9</sup>	18.67	2.4 10 <sup>-6</sup>	0.013	1.02
	40-90	5.0 10 <sup>-9</sup>	22.30	2.0 10 <sup>-6</sup>	0.013	1.21
	90-200	6.4 10 <sup>-9</sup>	19.27	2.75 10 <sup>-6</sup>	0.0	1.27
<b>120</b>	<b>0-140 cm</b>	<b>1.0 10<sup>-9</sup></b>	<b>19.68</b>	<b>2.4 10<sup>-6</sup></b>	<b>0.0</b>	<b>1.16</b>
	0-30 cm	5.0 10 <sup>-9</sup>	19.68	2.4 10 <sup>-6</sup>	0.013	1.16
	30-140 cm	1.0 10 <sup>-9</sup>	19.68	2.4 10 <sup>-6</sup>	0.0	1.16

Tableau 4.5 : Valeurs des paramètres "Sol" (tiré de Braud et Chanzy, 2000)  
: a) Courbe de rétention de Van Genuchten Burdine (1980) et b) Courbe de conductivité hydraulique

### 4.2.3 Données Végétation

Les principales données de végétation qui sont nécessaires au fonctionnement du modèle SiSPAT-RS sont la hauteur moyenne de la plante et le LAI. Au cours de l'expérience Alpilles-ReSeDA, ces deux variables ont été estimées tout au long du cycle de végétation et pour un grand nombre de parcelles.

En ce qui concerne les parcelles de blé, deux procédés de mesures du LAI ont été mis en œuvre lors de la campagne expérimentale ; soit de manière plus directe à l'aide de l'instrument Licor LAI2000, soit de manière destructive par prélèvements des organes végétaux, puis calcul des surfaces foliaires (LAI planimétrique). Dans ce dernier cas, en recoupant les informations avec les données de biomasse, il a aussi été possible de fournir un indice pour différents organes végétaux de la plante (on parlera de OAI pour Organ Area Index en anglais). Ce travail a été effectué à l'INRA d'Avignon. Un exemple caractéristique des différents OAI disponibles pour la parcelle 101, après interpolation journalière des données, est porté sur la Figure (4.5). La comparaison des résultats obtenus par les deux méthodes montre des différences importantes après la phase de croissance du couvert végétal. On peut trouver plusieurs explications à de telles différences. D'une part, outre le fait que le Licor soit un instrument d'utilisation simple, celui-ci se trouve dans l'incapacité, de par son principe de fonctionnement (mesure de la transmittance du couvert), de distinguer les différents éléments du couvert végétal. La mesure délivrée prend ainsi en compte l'ensemble des éléments végétaux. Ceci s'avère être de plus en plus problématique au cours du développement phénologique de la plante et l'apparition de feuilles jaunes ou mortes et des épis. Afin d'essayer de minimiser ce problème, l'expérimentateur doit positionner la sonde dans le couvert au niveau des premières feuilles vertes de la plante rencontrées. Cette précaution reste relativement subjective (libre interprétation du niveau par l'utilisateur, présence de feuille à moitié jaune et à moitié verte,...), voire carrément inappropriée lors de la phase de sénescence du couvert (disparition progressive des feuilles vertes et développement des épis). En ce sens, les mesures planimétriques nous semblent plus fiables et seront de fait utilisées par la suite.

L'estimation des différents OAI s'est parfois aussi avérée relativement complexe. On notera particulièrement la difficulté à séparer les éléments jaunes des éléments sénescents (ceci est fait en fonction de leur contenu en eau), la perte importante ou l'incohérence de certaines données malheureusement constatées après la campagne expérimentale et la difficulté à prendre en compte les barbes des épis de blé, ces derniers participant à la transpiration de la plante en fin de cycle et dont la surface est difficilement quantifiable (Oliosio, communication personnelle).

Il est aussi important de noter que les indices caractérisant les éléments de la végétation ont été interpolés à un pas de temps journalier (Fig. 4.4). Pour le LAI2000, l'incertitude sur la mesure étant très grande et les mesures très variables d'un jour à l'autre, cette opération s'est révélée peu précise.

Les données de hauteur de végétation n'ont pas posé de problème particulier. Celles-ci ont été moyennées et interpolées quotidiennement. Un exemple, pour la parcelle 101 est aussi porté sur la Figure (4.4).

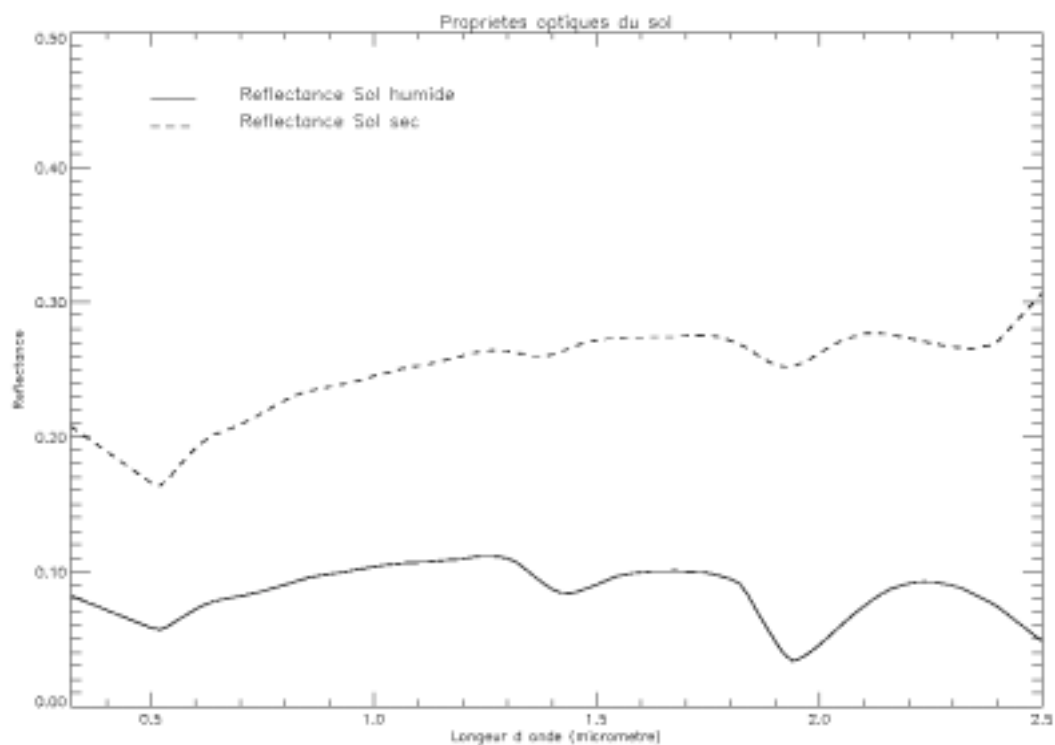


Figure 4.3 : Propriétés optiques caractéristiques d'un sol sec et d'un sol humide sur le site ReSeDA

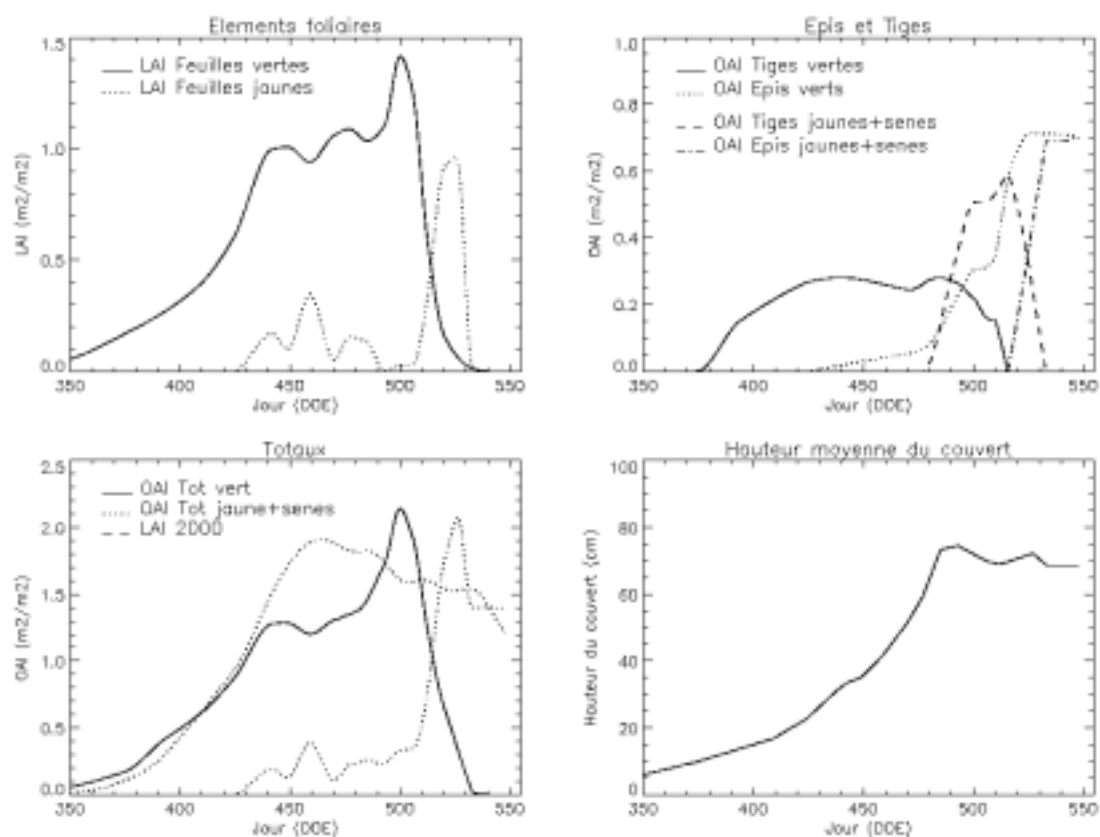


Figure 4.4 : Caractéristiques de la végétation (LAI, OAI et hauteur moyenne) – Parcelle 101

#### 4.2.4 Profil racinaire

Une des facultés importantes du modèle SiSPAT est de prendre en compte de manière réaliste la dynamique du profil racinaire. En contrepartie, elle requiert la connaissance d'un nombre important de paramètres. Dans ce but, l'équipe de LTHE a analysé au cours de la campagne expérimentale plusieurs échantillons prélevés sur plusieurs parcelles et à diverses profondeurs dans le sol. Le profil de la densité racinaire a ensuite été déterminé à l'aide d'un logiciel de traitement d'image spécifiquement développé au LTHE. Un exemple pour la parcelle 101 est présenté sur la Figure (4.5). La méthode reste toutefois relativement imprécise et les courbes représentées en sur la figure 4.5 sont sujettes généralement à des interprétations très subjectives.

D'un point de vue expérimental, ce procédé est relativement lourd à mettre en oeuvre. Une des contraintes majeures concerne le prélèvement de toutes les racines dans les échantillons de sol, certaines étant de petites tailles et très fragiles. D'autre part, il a été constaté qu'en réponse à la sécheresse observée durant l'hiver et une partie du printemps, le blé d'hiver de la parcelle 101 avait particulièrement développé son système racinaire, jusqu'à dépasser la profondeur des dernières sondes mesurant l'humidité du sol. En ayant ainsi accès à ces ressources en eau profonde, de nouvelles contraintes s'imposent à notre stratégie de modélisation sur cette parcelle. On se retrouve alors dans l'alternative de : (1) considérer une colonne de sol supérieure à 140 cm, profondeur maximale des sondes mesurant l'humidité dont les données sont nécessaires à l'initialisation et aux conditions limites inférieures imposées au modèle ; ou (2) supposer que le profil racinaire s'arrête à 140 cm, ce qui aurait une incidence sur la simulation de la transpiration et du bilan de masse en général. En accord avec le groupe "Intercomparaison des modèles TSVA", nous avons retenu la première stratégie et nous considérerons donc dans tout ce qui suit la modélisation d'une colonne sol de 200 cm. Ce choix s'est principalement basé sur le constat suivant : au jour de départ de la simulation (DOE 387), le sol se trouvait pratiquement à saturation sur l'ensemble du profil. Le problème majeur lié à l'initialisation du modèle a pu ainsi être contourné de manière assez rigoureuse, en supposant que la teneur en eau dans les 60 derniers centimètres était constante et égale à la teneur en eau à saturation du dernier horizon. Par contre, ceci s'avère être plus contraignant sur le choix de la condition à la limite inférieure imposée au modèle, puisqu'il n'est plus rigoureusement possible d'utiliser les mesures d'humidités à 140 cm. En conséquence, nous avons choisi de considérer un flux nul à 200 cm. Ceci semble assez réaliste pour la majeure partie de la simulation mais beaucoup moins en fin de période en relation avec l'assèchement progressif de la colonne (Chanzy, communication personnelle).

#### 4.2.5 Variables de validation : flux, albédo, température de brillance

Les flux de surface, l'albédo et les températures de brillance ont tous été mesurés sur l'ensemble des parcelles d'étalonnage et de validation au cours de la campagne expérimentale. Les points suivants présenteront successivement ces différentes variables, qui nous serviront particulièrement lors de l'étalonnage et de la validation du modèle.

- Le rayonnement net a été déduit des mesures simultanées des rayonnements totaux descendant et ascendant d'origine solaire, atmosphérique et terrestre fournis par un

DOE	Zri (m)	Zrm1 (m)	Zrm2 (m)	Zrpm (m)	Zrt (m)	Pmr	FDRmax (m/m <sup>3</sup> )
387	0.03	0.05	0.07	0.10	0.10	0.20	10000
408	0.03	0.05	0.10	0.15	0.15	0.20	10000
417	0.03	0.05	0.15	0.25	0.25	0.20	10000
422	0.03	0.05	0.15	0.35	0.30	0.20	10000
432	0.03	0.05	0.15	0.40	0.35	0.23	10000
436	0.03	0.05	0.15	0.65	0.40	0.26	10000
443	0.03	0.05	0.15	0.75	0.45	0.30	10000
450	0.03	0.05	0.15	0.85	0.50	0.35	10000
460	0.03	0.05	0.15	1.10	0.55	0.40	10000
464	0.03	0.05	0.15	1.35	0.60	0.52	10000
527	0.03	0.05	0.15	1.65	0.70	0.64	10000

Tableau 4.6 : Valeurs des différents paramètres nécessaires à la caractérisation du profil racinaire de la parcelle 101

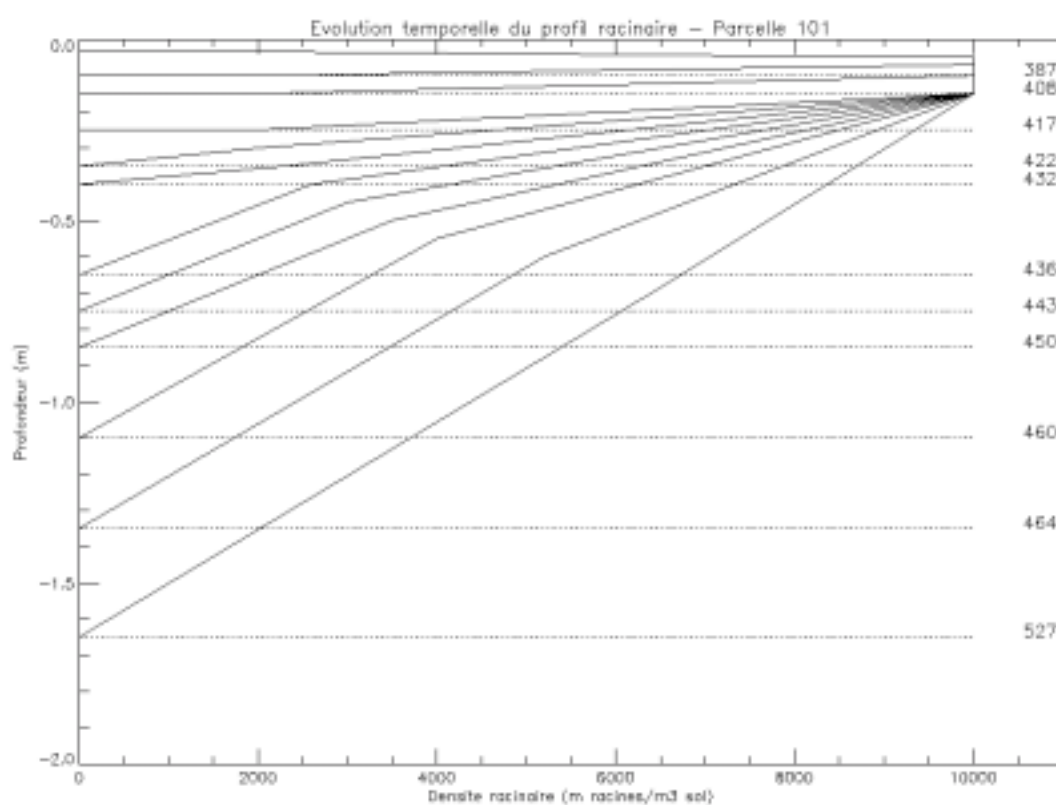


Figure 4.5 : Evolution temporelle du profil racinaire de la parcelle 101  
Les nombres sur le bord droit de la figure indiquent le jour d'expérimentation correspondant du profil

pyrradiomètre différentiel REBS (Radiation and Energy Balance System) de type Q7. Celles-ci étaient collectées toutes les 20 minutes et sur l'ensemble du domaine spectral [0.3-100  $\mu\text{m}$ ]. Le pyrradiomètre est composé par deux détecteurs thermiques noirs respectivement orientés vers l'atmosphère (mesure du rayonnement descendant) et vers la surface (mesure du rayonnement ascendant), et chacun protégé par une coupelle transparente en polyéthylène afin de limiter les pertes thermiques par convection. La présence de condensation à l'intérieur des coupelles a été observée *in-situ* plusieurs fois au cours de la campagne. Ces données ont alors été supprimées. D'autre part, des problèmes liés à l'horizontalité de l'instrument ont été aussi constatés, notamment pour la parcelle 120. Dans ce cas, une correction a été effectuée par l'INRA d'Avignon afin de minimiser les différences entre mesures et rayonnement net calculé comme en (1.1) à partir des rayonnements global et atmosphérique mesurés sur le site météo ainsi que de l'albédo et de la température de brillance mesurés tous deux sur la parcelle.

- Le flux de chaleur dans le sol au niveau de la surface a été estimé toutes les 20 minutes par intégration de l'équation de la conservation de la chaleur entre un niveau de référence fixé à 5 cm et la surface du sol (Eq. 4.1) et à l'aide des mesures de capacité thermique, de flux de chaleur dans le sol à 5 cm et de gradient temporel de température à 2.5 cm. Le flux de chaleur dans le sol à 5 cm a quant à lui été mesuré à l'aide de plaques REBS HFT, après étalonnage par le constructeur.

$$G(0, t) = G(5\text{cm}, t) - \int_{5\text{cm}}^0 C_T \frac{\partial T(z, t)}{\partial t} dz \quad (4.1)$$

- Les flux de chaleur sensible et latente ont été estimés sur les trois parcelles de blé qui nous intéressent par trois méthodes différentes : la méthode des fluctuations (dite aussi des corrélations turbulentes), la méthode aérodynamique et la méthode du rapport de Bowen. Nous ne détaillerons pas les principes théoriques sur lesquels repose chacune d'elles ; des informations pourront être trouvées à ce propos de manière générale dans l'ouvrage de Guyot (1997) et de manière spécifique à la campagne ReSeDA dans les travaux de thèse de Jacob (1999). Nous nous limiterons simplement à indiquer quelles ont été les mesures expérimentales nécessaires à leur application, ainsi que les difficultés rencontrées lors de cette étape (ou le cas échéant à posteriori).

La méthode des fluctuations a permis d'estimer le flux H par l'intermédiaire de mesures précises de vitesse verticale du vent et de température de l'air au-dessus du couvert. Pour cela, un anémomètre sonique Campbell 3D à une fréquence de 10 Hz et des thermocouples chromel-constantan très fins ont été respectivement utilisés. Le flux LE a ensuite été estimé par équilibre du bilan énergétique à l'aide des mesures des flux  $R_n$ , G et H. Ce protocole de mesures des flux devant servir initialement à la validation des mesures expérimentales par la méthode du rapport de Bowen, peu de mesures sont par conséquent disponibles pour les deux parcelles de blé. L'erreur quadratique moyenne associée aux mesures de flux par la méthode des fluctuations a été estimée à  $\pm 20 \text{ W.m}^{-2}$  (Oliosio, communication personnelle).

Concernant la méthode aérodynamique, l'estimation du flux H a été rendue possible à l'aide de mesures à deux niveaux au-dessus du couvert de la vitesse du vent et de la température de l'air, ainsi que des mesures de la hauteur de végétation.



Similairement à la méthode des fluctuations, le flux LE a ensuite été déterminé par fermeture du bilan d'énergie. Compte tenu des difficultés rencontrées lors de la mesure de température de l'air, peu de mesures de flux ont pu être fournies par cette méthode. Nous ne les utiliserons pas dans la suite de ce travail.

Enfin, la méthode du rapport de Bowen est basée sur les mesures expérimentales de rayonnement net, de flux de chaleur dans le sol et de température et d'humidité de l'air à deux niveaux au-dessus du couvert. Elle fournit donc simultanément H et LE. Ici encore des difficultés ont été rencontrées lors de ces dernières mesures. Diverses méthodes correctives de filtrage et de lissage ont donc été mises en œuvre au sein de l'INRA d'Avignon afin d'obtenir un maximum de données fiables. Celles-ci prennent notamment en compte la correction apportée aux mesures de rayonnement net. Finalement, c'est par cette méthode que l'on dispose du maximum de mesures de flux sur les trois parcelles de blé. De ce fait et malgré la forte incertitude sur leur validité, nous les utiliserons en second lieu quand les mesures de fluctuations ne seront pas disponibles. Enfin, la comparaison sur les périodes de recouvrement avec les données obtenues par la méthode des fluctuations montre des différences relativement importantes, notamment sur la parcelle 101 où elles sont de l'ordre de 30% sur le flux H (Olios, communication personnelle). L'incertitude associée aux mesures de flux par la méthode du rapport de Bowen a cette fois été estimée à  $\pm 50 \text{ W.m}^{-2}$  (Olios, communication personnelle).

- Sur le domaine spectral [8-14  $\mu\text{m}$ ], la température de brillance sur les deux parcelles de blé étudiées a été mesurée à l'aide d'un radiothermomètre fixé sur le mât de mesures. L'instrument était situé à une hauteur de 3.1 m, possédait un angle d'ouverture de  $16^\circ$  et une inclinaison de  $18.5^\circ$  par rapport à la verticale afin que la mesure ne soit pas perturbée par la présence du mât. Dans ces conditions, la trace au sol était une ellipse de surface de  $2.6 \text{ m}^2$ . Un nombre important de données est à notre disposition sur chacune des trois parcelles. Elles sont moyennées toutes les 20 minutes.
- L'albédo du couvert a été déduit du rapport des rayonnements solaires incident et réfléchi ; le premier provenant de mesures de rayonnement global incident sur le domaine spectral [0.3-3  $\mu\text{m}$ ] et le second de mesures effectuées par une thermopile. Deux différents types de thermopiles ont été utilisés au cours de l'expérience Alpilles-ReSeDA. La parcelle 101 utilise un capteur Kipp fonctionnant sur le domaine spectral [0.4-3  $\mu\text{m}$ ] et les parcelles 120 et 214 un capteur Skye sur [0.4-1.1  $\mu\text{m}$ ]. Dans ce dernier cas, il devient alors nécessaire de corriger la mesure afin de prendre en compte le rayonnement non mesuré sur l'intervalle [1.1-3  $\mu\text{m}$ ]. Ceci a été effectué au CETP (François, 2001 b) avec l'appui du modèle de transfert radiatif SAIL.

#### 4.2.6 Données complémentaires

Toutes les données nécessaires au fonctionnement de SiSPAT-RS n'ont pas pu être déterminées lors de la campagne expérimentale ReSeDA. En accord avec le groupe de travail "Intercomparaison des modèles TSVA", certains paramètres particuliers ont été fixés pour toutes les parcelles de blé à des valeurs couramment utilisées dans les modèles TSVA (Tab. 4.7).

Concernant les propriétés optiques foliaires, nous avons utilisé des spectres de feuilles vertes et de feuilles jaunes (Fig. 4.6), obtenus par l'INRA d'Avignon sur des cultures de blé (espèce non spécifiée). Rien n'indique que ces spectres seraient rigoureusement identiques à ceux qui auraient pu être mesurés au cours de l'expérimentation. Toutefois même si l'on disposait de mesures pour vérifier ce point, les propriétés optiques foliaires sont particulièrement sensibles à leur teneur en chlorophylle de la feuille. Celle-ci évolue aussi bien à l'échelle journalière (en réponse par exemple à l'éclairement) qu'à l'échelle du cycle végétal (en réponses au développement phénologique de la plante et aux différents facteurs environnementaux). Il devient ainsi difficile d'obtenir des données représentatives d'une parcelle entière. De plus, pour parfaire les choses, il faudrait régulièrement faire évoluer ces mêmes propriétés optiques en relation avec l'évolution phénologique du couvert. Tout ceci semble difficilement applicable de manière rigoureuse. Cependant, les différences observées entre les valeurs de réflectances et de transmittance des feuilles totalement vertes et totalement jaunes sont relativement importantes (Fig. 4.6). De ce simple constat, nous nous attacherons alors à regarder si les feuilles jaunes ont un impact important sur la modélisation du fonctionnement du couvert. Ceci sera réalisé dans ce travail au travers de l'utilisation du modèle 2M-SAIL en mode multicouche, conjointement avec les données expérimentales de OAI (cf. Chapitre 5).

### **4.3 Mesures de télédétection aéroportées**

Au cours de la campagne expérimentale, divers instruments aéroportés ont permis d'acquérir un jeu de données de télédétection sur les trois grands domaines spectraux que sont le visible-infrarouge, l'infrarouge thermique et les micro-ondes. En accord avec le modèle couplé développé dans cette étude, nous nous intéresserons particulièrement aux données acquises dans les deux premiers domaines par le capteur Polder aéroporté et la caméra thermique INFRAMETRICS 760. L'avantage majeur lié à l'utilisation de ces deux instruments était de permettre l'acquisition de données multidirectionnelles à haute résolution spatiale (10 à 20 m suivant l'altitude). Les capteurs ont été montés sur un avion Piper Aztec. Le protocole instrumental mis en place lors de la campagne comprenaient plusieurs axes de vol dans les plans solaire principal et perpendiculaire, sous deux altitudes différentes (1500 et 3000 m). Dans ces conditions, l'acquisition des données a été réalisée 1 à 2 fois par mois par ciel dégagé et proche du midi solaire, pour une durée de vol de 90 minutes environ.

Concernant le radiomètre imageur Polder, le rayonnement solaire réfléchi a été mesuré sur différentes bandes spectrales d'une largeur d'une dizaine de nanomètres et centrées sur les longueurs d'onde de 443 (bleu), 550 (vert), 670 (rouge), 865 et 910 nm (PIR). Les trois bandes centrales étant particulièrement intéressantes à l'étude du fonctionnement des couverts végétaux, elles seront donc utilisées dans ce travail ; le canal bleu étant de plus fortement bruité. L'extraction des réflectances directionnelles sur ces trois domaines spectraux a été réalisée pour chaque parcelle de blé, au LED par Bacour (2001). Nous avons finalement à notre disposition, sur l'ensemble de la période de simulation, environ une dizaine de jours de mesures de réflectances pour chaque parcelle.

Dans le domaine spectral de l'infrarouge thermique, la caméra thermique mesurait le rayonnement énergétique provenant de la surface dans le domaine spectral [7.25-13.25  $\mu\text{m}$ ]. Un objectif "grand champ" avec un angle de  $\pm 40^\circ$  a été en outre utilisé pour permettre l'acquisition de données multidirectionnelles. Les cartes de température de brillance sur la

Paramètre	Valeur
$r_{sto,min}$ (s.m <sup>-1</sup> )	116
$r_{sto,max}$ (s.m <sup>-1</sup> )	5000
$r_p$ (s.m <sup>-1</sup> )	$3.10^{12}$
$R_{g,L}$ (W.m <sup>-2</sup> )	100
$\mu$ (Pa <sup>-1</sup> )	$2.5.10^{-4}$
$h_{fc}$ (m)	-140
$\epsilon_s$ (-)	0.96
$\epsilon_v$ (-)	0.98
$a_f$ (-)	0.5

Tableau 4.7 : Valeurs imposées aux paramètres non déterminés expérimentalement lors de la campagne ReSeDA pour toutes les parcelles de blé

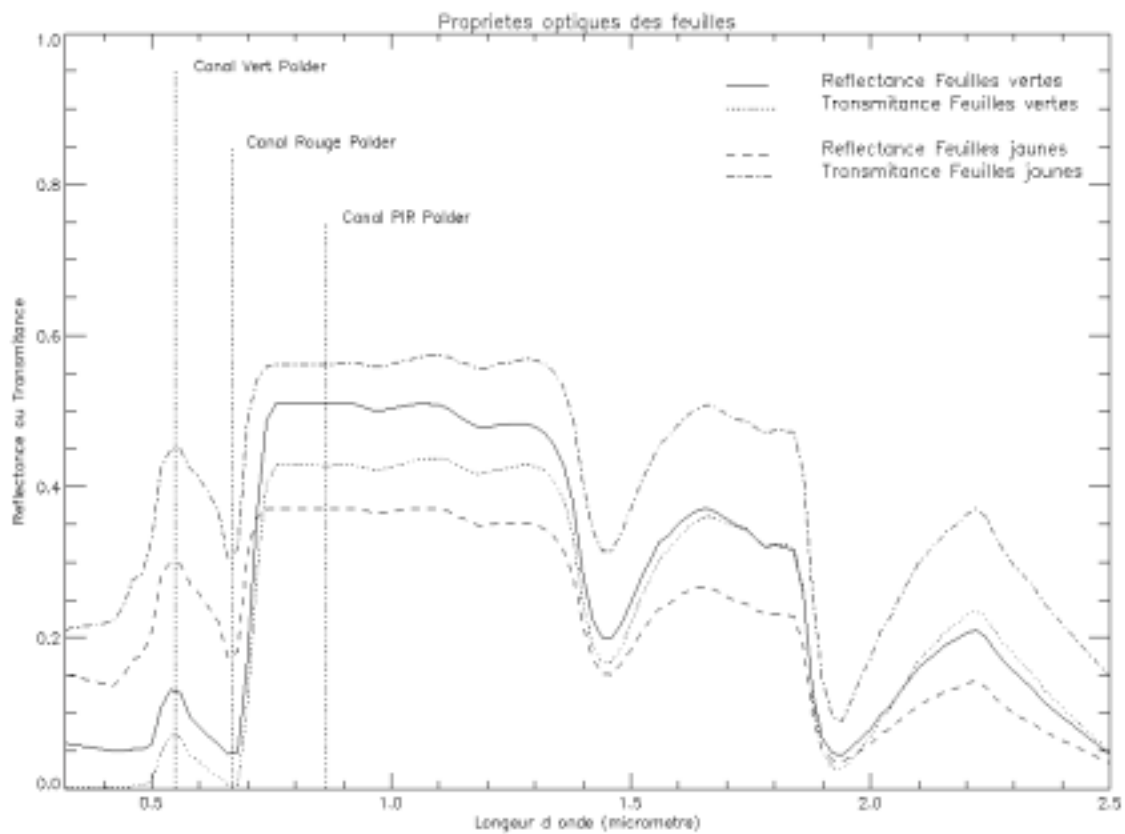


Figure 4.6 : Propriétés optiques des feuilles vertes et jaunes utilisées dans le modèle SiSPAT-RS

zone d'études Alpilles-ReSeDA qui découlent des données de la caméra thermique ont été fournies par Jacob (1999) sur l'ensemble de la zone Alpilles. L'extraction des températures de brillance moyenne sur chaque parcelle a ensuite été réalisée au CETP. Finalement comme dans le cas des réflectances directionnelles, environ une dizaine de mesures de températures de brillance moyennes sont disponibles sur l'ensemble de la période de simulation, et ceci pour les trois parcelles de blé.

## **4.4 Conclusion du chapitre**

Ce chapitre s'est attaché à présenter succinctement la campagne Alpilles-ReSeDA qui a eu lieu en 1997 et plus particulièrement le jeu de données que nous utiliserons par la suite. Le projet ReSeDA a permis de constituer une base importante de données expérimentales, notamment nécessaires au fonctionnement des modèles TSVA. Toutefois, de nombreux problèmes expérimentaux sont survenus pendant et après la campagne expérimentale. Ceci a conduit à mettre en œuvre de multiples techniques afin d'améliorer la qualité des données, voire de les reconstruire en partie. Cette étape a été très longue à réaliser et a demandé de très gros efforts de la part des différentes équipes de recherche. Nous retiendrons particulièrement les difficultés rencontrées lors de l'estimation des flux de surface par la méthode du rapport de Bowen, et de ce fait le faible nombre de données fiables de flux de surface pour chaque parcelle.



# **Chapitre 5**

## **Analyse de sensibilité multicritère du modèle SiSPAT-RS**

Les précédents chapitres de ce document ont été consacrés à la présentation du modèle couplé SiSPAT-RS et aux bases physiques sur lequel il repose. Désormais, la suite de ce document sera orientée vers son exploitation et à la détermination de ses potentialités. Afin de parvenir à cet objectif, il est nécessaire de procéder en plusieurs étapes. Ce chapitre s'attachera alors à en présenter la première, consacrée à l'analyse de sensibilité des différents paramètres et variables d'entrée du modèle SiSPAT-RS.

### **5.1 Introduction**

Bien que les modèles TSVA puissent être tous perçus comme une représentation simplifiée de la réalité, ils n'en demeurent pas moins des outils relativement complexes à utiliser et à évaluer. D'une part, et en adéquation avec ce qui a été vu précédemment, la modélisation prend en compte plusieurs processus physiques couplés dont les interactions sont généralement non linéaires. Ceci a pour conséquence de complexifier fortement l'analyse des simulations. D'autre part, la disponibilité et la qualité des données expérimentales sont deux aspects importants qui conditionnent les résultats de la modélisation. Celles-ci sont tout autant indispensables à la spécification des paramètres d'entrée et des variables d'initialisation du modèle qu'à son évaluation (en tant que référence pour les variables simulées en sortie du modèle). Malheureusement la totalité de ces paramètres et variables n'est généralement pas accessible par la mesure et ceux ou celles qui le sont peuvent être fortement entachés d'incertitudes. Ceci se répercute directement sur la simulation, faisant qu'il est généralement nécessaire de corriger la trajectoire du modèle par l'intermédiaire d'un réajustement initial des paramètres du modèle. L'ensemble de cette phase constitue ce que l'on appelle couramment "étalonnage du modèle". Elle repose en particulier sur une technique d'optimisation de paramètres (cf. Chapitre 6).

L'étalonnage d'un modèle représente généralement une étape particulièrement longue et complexe. Ceci semble d'autant plus vrai qu'un modèle du type SiSPAT-RS requiert pour son fonctionnement la connaissance d'un grand nombre de paramètres. Afin de préparer cette étape, les analyses de sensibilité représentent des outils potentiellement très intéressants. Ces méthodes sont généralement appliquées au sein de diverses communautés scientifiques qui utilisent la modélisation numérique (physique, chimie, ingénierie, économie...), bien que

leurs concepts théoriques aient particulièrement été étudiés en mathématiques et en statistiques. L'objectif principal des analyses de sensibilité est de dégager, et éventuellement de quantifier, l'impact de chacun des paramètres et des variables d'entrée du modèle sur les résultats de la simulation. De ce point de vue, la conduite d'une analyse de sensibilité va ainsi permettre de réduire le champ d'investigation sur les paramètres lors de la phase d'étalonnage du modèle. D'un autre côté, elle va aussi permettre de mettre en relief les processus physiques qui sont prépondérants dans la modélisation, les conditions environnementales sous lesquelles ils interviennent, ainsi que de vérifier si le modèle est capable de les représenter à partir des valeurs imposées à ses différents paramètres.

Il existe différents moyens de déterminer la sensibilité relative des paramètres d'un modèle TSVA. Ce chapitre s'attachera ainsi à établir dans un premier temps un bref état de l'art en la matière (§ 5.2), et dans un second temps à présenter la méthode retenue et mise en oeuvre sur le modèle couplé SiSPAT-RS (§ 5.3). Il sera particulièrement montré comment l'ensemble de cette dernière étape favorise la phase d'étalonnage du modèle qui sera mise en oeuvre au cours du chapitre suivant.

## 5.2 Exemples d'analyses de sensibilité sur les modèles TSVA

Par sa simplicité de mise en oeuvre, l'analyse de sensibilité mono-variante est la méthode la plus couramment utilisée (Pitman, 1994 ; Gao et al., 1996 ; Cayrol, 2000). Elle est basée sur l'analyse d'un faible nombre de simulations pour lesquelles un seul paramètre varie (appelé généralement paramètre libre). Tout autre paramètre d'entrée du modèle est alors fixé à une valeur déterminée (paramètre fixe), que ce soit à partir de considérations expérimentales, bibliographiques ou *a priori*. La sensibilité du paramètre est ensuite estimée graphiquement ou statistiquement, et ceci de manière indépendante pour chaque variable de sortie étudiée. Ainsi, Pitman (1994) a testé sur le modèle BATS (Dickinson et al., 1986), la sensibilité relative de 13 paramètres de sol et de végétation à 6 variables de sorties individuelles et pour 3 types différents de couverts végétaux. En contrepartie, cette méthode ne renseigne que sur la sensibilité relative du paramètre libre en réponse à une situation totalement cloisonnée par les conditions environnementales (par exemple forçage climatique) et par la prescription du jeu de paramètres fixes. Ainsi, les conclusions quant à la sensibilité du paramètre peuvent être biaisées par (1) d'éventuelles interactions entre paramètres et (2) la prépondérance relative de certains processus en relation avec les valeurs imposées aux paramètres fixes. Sous ces conditions, il devient ainsi très difficile d'extrapoler la sensibilité du paramètre à un autre cas de figure. Cette méthode reste cependant un moyen efficace de détection rapide des paramètres influents.

Afin de tenir compte des actions mutuelles entre paramètres, une méthode factorielle (Lettenmaier et al. 1996) a été aussi testée sur le modèle BATS par Henderson-Sellers (1992). Cette méthode repose sur une hypothèse d'indépendance des paramètres et sur la prescription de ces derniers à partir d'une gamme discrète préétablie. En conséquence, la réalisation d'une grille complète de simulations s'avère généralement impossible à obtenir. Par exemple, dans un cas à seulement deux valeurs prédéfinies par paramètre (extremum dans ce cas) et pour un modèle tel que BATS à 23 paramètres, il serait nécessaire de réaliser au total  $2^{23}$ , soit 8 388 608 simulations afin de balayer l'espace complet. Afin de réduire le nombre de simulations, une technique d'échantillonnage est généralement mise en place (souvent du type *Hypercube Latin*). La sensibilité des paramètres est ensuite analysée à partir d'un critère statistique (cf. Eq. 1 ; Henderson-Sellers, 1992). Cependant, la sélection de la table d'échantillonnage, bien

qu'indispensable, peut apparaître délicate à effectuer car elle nécessite la connaissance *a priori* des principales interactions entre paramètres. Dans le cas de modèles complexes et à grand nombre de paramètres tels que les modèles TSVA, cette étape peut s'avérer particulièrement délicate.

La méthode FAST (Fourier Amplitude Sensitivity Test, Cukier, 1978) a été appliquée sur le modèle LAID (Avissar and Pieclke, 1989) par Collins et Avissar (1994). Les 10 paramètres considérés dans cette étude sont supposés indépendants les uns des autres et leur prescription repose sur une technique d'échantillonnage aléatoire de type Monte Carlo. La sensibilité relative de chacun des paramètres est ensuite déterminée à l'aide d'une analyse en composante de Fourier des variables simulées et de leurs variances. Trois différentes distributions initiales (uniforme, normale et log-normale) ont ainsi été étudiées tour à tour par Collins et Avissar (1994), et ceci sous différentes conditions climatiques, pour un sol nu et un couvert végétal. La méthode FAST reste cependant particulièrement appropriée aux modèles à faible nombre de paramètres car le nombre de simulations à réaliser augmente fortement avec ce dernier (411 simulations pour 10 paramètres, déjà 6000 pour 25). Ce dernier point constitue une limitation importante à l'application de la méthode aux modèles complexes du type de SiSPAT-RS. De plus, Bastidas et al. (1999) soulignent la difficulté à analyser les matrices de covariance des paramètres et par conséquent de mettre en évidence les interactions entre paramètres.

La méthode RSA (Regionalized Sensitivity Analysis, Franks et al., 1997) a été utilisée sur le modèle TOPUP (Beven et Quinn, 1994). Le tirage des paramètres se fait de la même manière aléatoire que dans la méthode FAST. Dans cette étude, la fonction de distribution de chaque paramètre a été choisie uniforme, bien que cette condition ne semble pas restrictive. D'autre part, l'étude a porté sur un très grand nombre de simulations (20000). Pour chacune d'elles, un estimateur statistique a été estimé sur le flux d'évapotranspiration et à l'aide d'un jeu de mesures expérimentales. A partir des résultats obtenus sur cet estimateur, l'ensemble des simulations est ensuite découpé en plusieurs classes de taille identique (10 classes de 2000 simulations dans ce cas d'étude). La sensibilité de chaque paramètre est finalement estimée graphiquement par analyse comparative des fonctions de distributions cumulées des valeurs de paramètres obtenues pour chacune des classes.

Dans ce travail, nous avons choisi de retenir l'approche proposée et testée sur le modèle BATS par Bastidas et al. (1999). Comparativement à toutes les autres approches, le principal avantage de cette méthode est de permettre une analyse de sensibilité multicritère (dite aussi multiréponse) des paramètres du modèle ; c'est à dire que plusieurs variables de sorties peuvent être prises en compte dans la détermination des sensibilités relatives des paramètres. Comme nous le verrons par la suite, ceci s'avère être un élément important sur l'optimisation de certains paramètres en vue de l'étalonnage du modèle et de l'assimilation de données de télédétection. En outre, cette méthode permet, d'une part d'être appliquée à des modèles ayant un grand nombre de paramètres et d'autre part de tenir compte des actions mutuelles qui existent entre les paramètres. Pour toutes ces raisons, il a donc été décidé de la mettre en œuvre sur le modèle SiSPAT-RS.

### **5.3 Principe de l'analyse de sensibilité multicritère**

Les bases de la méthode multicritère ont été introduites par Yapo et al. (1997) et Gupta et al. (1998). Ces études étaient initialement tournées vers un objectif d'étalonnage



automatique des modèles hydrologiques. Gupta et al. (1999) et Bastidas et al. (1999) ont par ailleurs montré l'intérêt de la méthode sur l'estimation et l'analyse de sensibilité des paramètres pour les modèles de surface quels qu'ils soient.

### 5.3.1 Formulation de la méthode multicritère

Le fonctionnement d'un modèle nécessite la connaissance d'un nombre défini ( $p$ ) de paramètres  $\theta = \{\theta_1, \theta_2, \dots, \theta_p\}$ . Ces derniers conditionnent les résultats de la simulation, et notamment l'évolution temporelle de  $m$  variables  $\{Z_j(\theta, t_j), t_j=t_{1j}, t_{2j}, \dots, t_{nj}; j=1, \dots, m, \text{ avec } n \text{ nombre de pas de temps}\}$ . L'appréhension de la distance entre une variable particulière de sortie  $Z_j(\theta)$  et une mesure de référence  $X_j(\theta)$  va permettre de définir sur une fenêtre temporelle la fonction "simple critère"  $f_j(\theta)$ . Le choix de l'estimateur définissant cette distance dépend du problème et des objectifs de l'utilisateur. Le plus souvent, on utilise l'erreur quadratique moyenne (RMSE par la suite pour root mean square error en anglais):

$$f_j(\theta) = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Z_j(\theta, t_{ij}) - X_j(\theta, t_{ij}))^2} \quad (\text{Eq 5.1})$$

où la référence  $X_j$  peut aussi bien être constituée par un jeu de données expérimentales que par une simulation de référence. La prise en compte multicritère peut être définie par l'ensemble  $F$  regroupant les fonctions "simple critère":

$$F(\theta) = \{f_1(\theta), f_2(\theta), \dots, f_m(\theta)\} \quad (\text{Eq 5.2})$$

L'exploitation de  $F$  a été envisagée par Yapo et al. (1997) par extension de la méthode proposée par Spear et Hornberger (1980) pour un critère unique. Celle-ci repose tout d'abord sur un échantillonnage aléatoire des paramètres par une technique de Monte Carlo à partir duquel est réalisé un ensemble de simulations. Ce dernier est ensuite fractionné en deux sous-ensembles complémentaires, dont l'un est composé par un jeu de simulations dites "acceptables". Cette étape de fractionnement peut être réalisée soit en terme de trajectoires désirées par le modèle, soit en terme de valeurs désirées pour les critères. Dans le second cas, une des voies possibles consiste en premier lieu à choisir une valeur seuil pour chaque "simple critère"  $T = \{T_1, T_2, \dots, T_m\}$ , puis à partager l'ensemble complet en imposant pour chaque critère  $i$  la contrainte  $F_i(\theta) < T_i$ . Malheureusement, le choix des seuils peut apparaître relativement subjectif (Bastidas et al., 1999). Un autre procédé consiste à reformuler la réponse multicritère en une forme monocritère plus simple, comme par exemple à partir d'une somme pondérée des fonctions "simple critère". Cette méthode a été testée par Madsen (2000) sur un modèle hydrologique. Elle semble toutefois garder une part subjective puisqu'il est alors nécessaire de fixer les différents poids associés à chaque critère, ainsi qu'un seuil en vue du partage en deux sous-ensembles. Face à ce problème, Yapo et al (1997) proposent d'utiliser la méthode dite du rangement de Pareto afin de limiter la part subjective des méthodes précédentes.

### 5.3.2 Rangement de Pareto

Une difficulté imputée à l'exploitation de la réponse multicritère tient aussi dans le fait qu'il s'avère fortement improbable d'isoler une solution unique minimisant l'ensemble des critères simples de la fonction  $F$ . En revanche, il est possible d'isoler un ensemble de solutions

constitué par des simulations qui apportent alternativement une amélioration sur un critère et une détérioration sur un autre. Cet ensemble, que l'on dénomme ensemble de Pareto, peut être facilement détecté par application de l'une ou l'autre des deux propriétés suivantes (Gupta et al., 1998) :

- Pour chaque non-membre de l'ensemble de Pareto, il existe au moins un membre de l'ensemble de Pareto dont tous les critères soient meilleurs.
- Pour chaque membre de l'ensemble de Pareto, il est impossible de trouver un autre membre de cet ensemble dont tous les critères soient meilleurs.

Afin d'illustrer ces propriétés, considérons un exemple simple à seulement deux critères  $\{f_1, f_2\}$ . Dans ce cas, il est possible de visualiser graphiquement dans l'espace des critères l'ensemble des simulations obtenues (Fig. 5.1). Les points A et B représentent les simulations particulières qui minimisent respectivement les critères  $f_1$  et  $f_2$ . Par définition, ces deux points appartiennent obligatoirement à l'ensemble de Pareto. Le point C représente la simulation qui fournit le deuxième meilleur critère  $f_1$ . Cette dernière conduit par ailleurs à une amélioration de  $f_2$  par rapport à A (ainsi qu'à une amélioration de  $f_1$  par rapport à B). Par conséquent, le point C appartient lui aussi à l'ensemble de Pareto. Par opposition, le point D n'y appartient pas car même s'il améliore A en  $f_2$ , le point C fournit deux meilleurs critères que lui. Sur ce même principe, l'ensemble de Pareto peut donc être facilement déterminé (visualisé à l'aide de la courbe en trait plein sur la figure 5.1).

En mettant de côté les simulations trouvées sur l'ensemble de Pareto, il est alors possible de procéder à une nouvelle séparation de l'ensemble restant par le même procédé ; ceci pouvant être finalement répété jusqu'à avoir épuisé l'ensemble complet des simulations. Toute cette étape constitue la notion du rangement de Pareto (Goldberg, 1989). Les différentes phases du rangement sont distinguées les unes des autres par l'assignation d'un rang ; l'isolement du premier ensemble de Pareto constituant le rang 1, le second le rang 2, etc. (Fig. 5.2). Ainsi, plus le rang est faible plus les simulations sont jugées meilleures au sens multicritère. Sur ce principe, la partition de l'échantillon initial en simulations "acceptables" et "non acceptables" peut alors être réalisée en fixant un rang seuil (ce qui par ailleurs et contrairement à Bastidas et al. (1999), ne nous apparaît pas totalement objectif).

### 5.3.3 Sensibilité des paramètres

Une fois que la partition précédente a été réalisée, le degré de différence entre les deux sous-ensembles de simulations sert de base à la détermination des sensibilités relatives de chacun des paramètres. Suivant Spear et Hornberger (1980), ceci peut être réalisé pour chaque paramètre par comparaison des fonctions de distributions individuelles obtenues sur chaque sous-ensemble (Fig. 5.3). Ainsi, un paramètre  $\theta_i$  sera jugé peu sensible (respectivement sensible) si les deux fonctions de distribution trouvées pour ce paramètre sont identiques ou très proches (différentes). Il est aussi possible d'appréhender le niveau de sensibilité d'un paramètre en appliquant le test statistique de Kolmogorov-Smirnov (K-S). Ce dernier affecte une probabilité à la différence maximale  $d_{m,n}$  séparant les deux fonctions de distributions cumulées :

$$d_{m,n} = \sup_x (P_n(\theta) - P_m(\theta)) \quad (\text{Eq. 5.3})$$

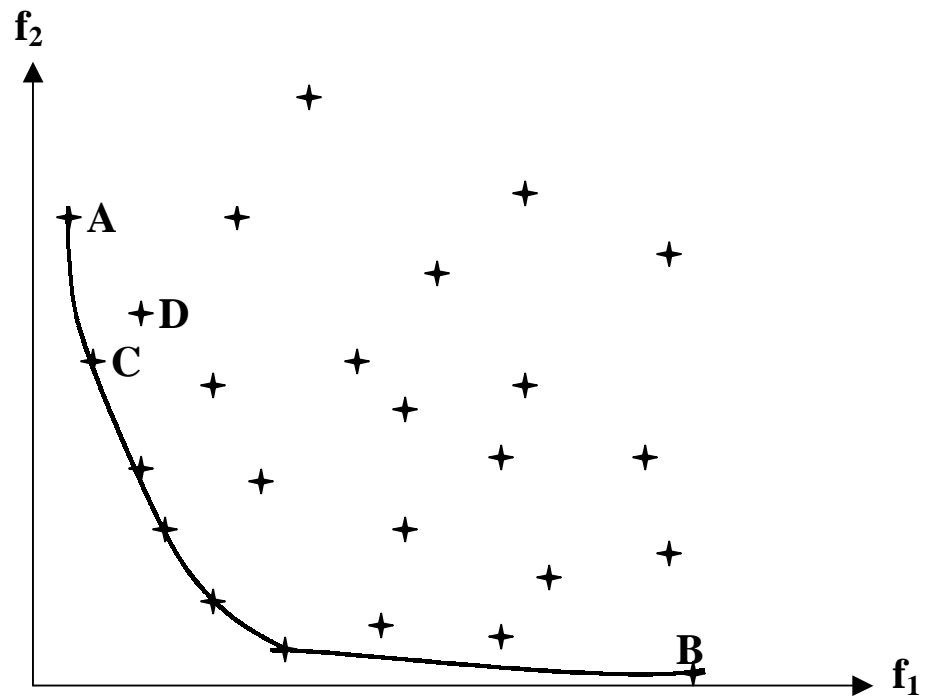


Fig. 5.1 : Exemple d'ensemble de Pareto (trait continu) obtenu dans un cas simple à deux critères  $\{f_1, f_2\}$ . Chaque étoile représente le résultat d'une simulation particulière.

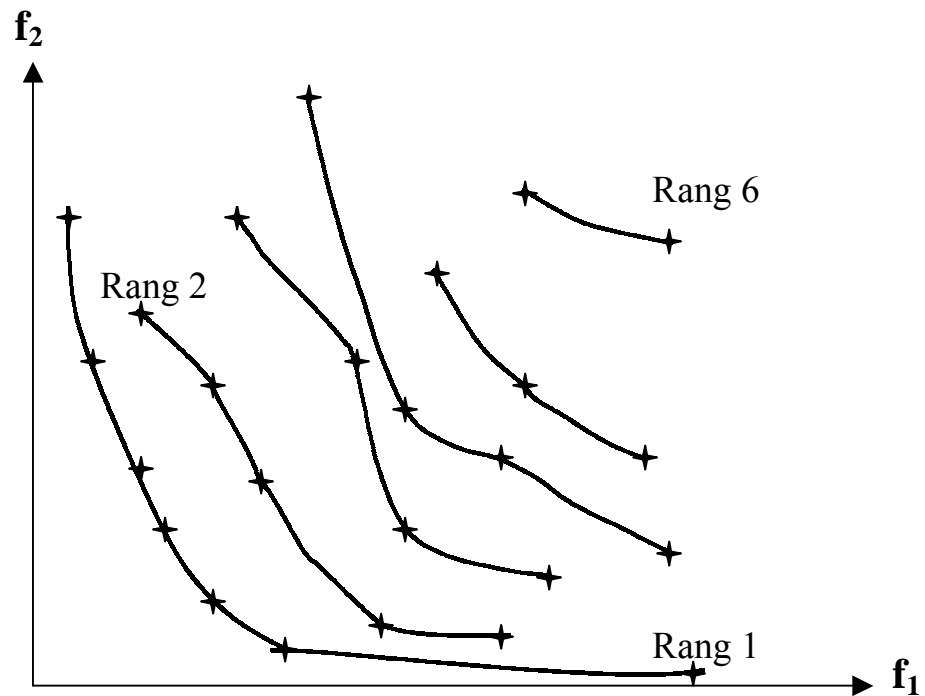


Fig. 5.2 : Rangement de Pareto complet déduit de l'exemple précédent

où  $P_n$  et  $P_m$  représentent respectivement les fonctions de distributions cumulées des  $n$  simulations "acceptables" (de rang de Pareto inférieur ou égal au rang seuil choisi) et des  $m$  simulations "non acceptables" (de rang de Pareto supérieur au rang seuil choisi). La probabilité K-S affectée à chaque paramètre peut être ensuite approchée par la fonction (Numerical recipes in Fortran, p 619):

$$P = Q_{KS} \left( d_{m,n} * \left[ \sqrt{N_e} + 0.12 + \frac{0.11}{\sqrt{N_e}} \right] \right) \quad (\text{Eq. 5.4})$$

avec  $N_e = \frac{n \cdot m}{n + m}$  nombre effectif et  $Q_{KS}(\lambda) = 2 \sum_{j=1}^{\infty} (-1)^{j-1} e^{-2 j^2 \lambda^2}$  la fonction qui intervient dans le calcul du test K-S. Les valeurs de  $P$  obtenues seront toujours comprises entre 0 et 1. De manière identique à Bastidas et al. (1999), nous choisirons arbitrairement 3 niveaux significatifs de sensibilité. Nous considérerons un paramètre comme "fortement", "moyennement" ou "faiblement" sensible si sa probabilité  $P$  associée est respectivement inférieure à 0.01, comprise entre 0.01 et 0.05 ou supérieure à 0.05.

De par la principe d'analyse de sensibilité précédemment décrit, il est important de noter que les résultats vont dépendre : (1) de la valeur choisie du rang seuil de Pareto et (2) de la taille de l'échantillon initial. Dans ce sens, Bastidas et al. (1999) utilisent une technique itérative de rééchantillonnage qui leur permet de savoir automatiquement si le nombre de simulations utilisées est suffisant pour le rang seuil choisi. L'algorithme réalisant l'analyse de sensibilité des paramètres et prenant en compte aussi ce processus de contrôle est appelé MOGSA (MultiObjective Generalized Sensitivity Analysis ; Bastidas et al., 1999). Cet algorithme n'a pas été directement utilisé dans ce travail. De ce fait, une version simplifiée a été codée informatiquement. La seule différence avec MOGSA concerne le processus itératif de contrôle qui n'est pas explicitement pris en compte dans la version développée au CETP. Des tests ont toutefois été effectués dans le but de vérifier que le nombre de simulations réalisées n'affectait pas les résultats des analyses (cf. § 5.5).

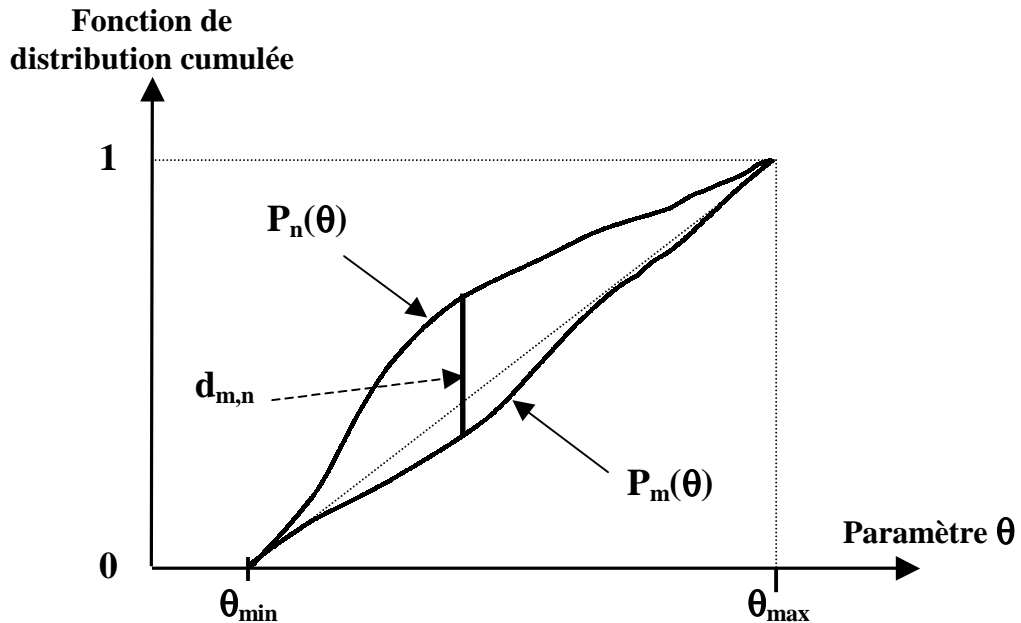


Fig. 5.3 Evaluation de la distance maximale  $d_{m,n}$  pour un paramètre  $\theta$

## 5.4 Cas d'étude

Afin de déterminer la sensibilité relative de la majeure partie des paramètres du modèle SiSPAT-RS, la méthode multicritère a été mise en oeuvre sur la parcelle 101 de la zone Alpilles ReSeDA. Les points suivants présenteront successivement les choix que nous avons été amenés à faire concernant les périodes temporelles (§ 5.4.1) et les gammes de variation des paramètres du modèle (§ 5.4.2). Dans un second temps, la réalisation opérationnelle de l'ensemble des simulations (§ 5.4.3) et les critères retenus pour la conduite de l'analyse de sensibilité (§ 5.4.4) seront présentés.

### 5.4.1 Périodes temporelles retenues

A cause du nombre important de simulations à réaliser et par conséquent du coût en temps de calcul associé, ainsi que de la disponibilité des données expérimentales de la parcelle 101, la conduite de l'analyse de sensibilité multicritère sur la totalité de la période de simulation de cette parcelle (Tab 4.2) n'a pas pu être réalisée. Toutefois, la conduite sur une très longue période peut éventuellement masquer l'effet de certains processus et, par voie de conséquence atténuer la sensibilité relative de certains paramètres. Ceci est particulièrement le cas des paramètres caractéristiques de la végétation qui interviennent dans le calcul de la résistance stomatique. Ces derniers sont généralement très actifs lors des périodes de stress pouvant s'avérer très brèves. Cette idée semble aussi bien s'appliquer aux paramètres hydrodynamiques de la courbe de rétention car ils agissent différemment sur le fonctionnement du modèle, comme par exemple en réponse à des événements pluvieux ou à des périodes sèches. A l'inverse, il ne semble pas judicieux d'être trop réducteur sur la période de simulation sur laquelle doit porter l'analyse de sensibilité car comme cela a été vu, elle représente un outil important à la compréhension du fonctionnement du modèle. Il serait dommage de ne pas l'exploiter au maximum de ses potentialités. Un compromis a alors été établi pour lequel il a été préféré, à temps de calcul équivalent, de considérer deux périodes relativement courtes et relativement contrastées, plutôt qu'une seule mais plus longue. La sélection de ces deux périodes a été motivée par (1) les événements climatiques particuliers (période sèche, précipitations, ...), (2) la disponibilité des données expérimentales et (3) l'analyse de l'apport de la version 2M-SAIL dans la modélisation du bilan d'énergie, notamment lors de la phase de sénescence du blé. De tout ceci, il a finalement été retenu :

- La période d'expérimentation 440-460, courant de la deuxième moitié du mois de mars (15/03/97) au début du mois d'avril (04/04/97). Celle-ci est caractérisée par une phase d'assèchement régulier (donc sans événement pluvieux), en pleine phase de croissance de la végétation et durant la période intensive de mesures des flux H et LE par la méthode des fluctuations.
- La période d'expérimentation 505-530, courant de la deuxième moitié du mois de mai (19/05/97) à la fin de la première moitié du mois de juin (13/06/97). Cette période est en outre caractérisée d'une part par une première période d'assèchement de 14 jours, suivie de deux événements successifs de précipitation (519 et 520) et d'un nouvel assèchement, et d'autre part par l'installation progressive de la phase de sénescence pour laquelle on dispose d'un nombre suffisant de flux H et LE mesurés par la méthode du rapport de Bowen.

### 5.4.2 Choix et gammes de variations des paramètres et variables

Au total, on désire déterminer la sensibilité relative de 50 paramètres (23 paramètres sol et 27 paramètres de végétation et racines) et de 10 variables d'initialisation du modèle SiSPAT-RS. Ceci correspond à la totalité des paramètres du modèle. En revanche, aucune variation n'a été imposée aux variables climatiques, bien que ce point aurait sans aucun doute été intéressant à analyser. Les gammes de variations associées aux 50 paramètres sont notées dans le tableau (5.1). La détermination de ces gammes de variation a été établie à partir de plusieurs considérations présentées en Annexe B. De manière générale, il est important de souligner que l'observation inter et intra parcellaire de la zone Alpilles a fortement contribué à l'établissement des gammes de variation des paramètres sol. D'un autre côté, la composante dynamique de certains paramètres de la végétation (OAI vert, OAI jaune et hauteur moyenne du couvert) et des racines (Zrpm, Zrt, Pmr et FDRmax) a été modélisée par l'intermédiaire d'une fonction à deux paramètres ; ces derniers permettant de contrôler respectivement l'amplitude et l'étalement de la fonction.

### 5.4.3 Construction de l'ensemble des simulations

Dans un premier temps, il a été nécessaire de spécifier les distributions associées à chacun des paramètres et variables d'initialisation du modèle. Avec l'hypothèse qu'aucune information n'est a priori disponible sur ces derniers, il est ainsi obligatoire de ne pas favoriser certaines valeurs particulières lors du tirage aléatoire. Une distribution uniforme a donc été choisie pour la plupart des paramètres. La seule exception concerne les conductivités hydrauliques à saturation car aux vues de leurs gammes de variations, un tirage uniforme favoriserait les plus fortes valeurs. Afin de limiter cet effet, il a alors été décidé de procéder à un tirage aléatoire uniforme sur leur logarithme décimal.

Les simulations ont été réalisées pour les deux cas d'étude, soit 2500 au total pour la période 440-460 et 2050 pour la période 505-530. Afin de limiter la taille des fichiers de sortie, seulement les résultats des flux de surface  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$  et  $LE$ , de la température de brillance ( $T_b$ ) et de l'humidité des 5 premiers centimètres du sol ( $\theta_{05}$ ) ont été conservés pour toutes les heures entières comprises entre 7 et 16 h incluses. Le temps important nécessaire à la réalisation des simulations (environ 15 jours pour chaque période) a constitué la principale limitation au nombre de simulations d'ensemble.

Les figures (5.4) et (5.5) montrent l'ensemble des résultats obtenus par la modélisation ainsi que les données expérimentales disponibles pour chacune des deux périodes. Elles indiquent des résultats assez contrastés. Concernant la première période, l'ensemble des simulations encadre bien les données expérimentales. Toutefois, on remarque aussi sur la figure (5.4) que la majeure partie des simulations a tendance à surestimer  $G$  et à légèrement sous-estimer  $LE$ . Malgré tout, il semble possible sur cette période de simuler correctement, tout du moins ponctuellement, chacune des variables de sorties considérées. Cette condition représente un premier élément informel sur la bonne tenue du modèle. Toutefois, il n'y a aucune garantie à ce que la variable considérée soit bien simulée sur l'ensemble de la période de simulation, et encore moins à ce que l'ensemble des variables le soit simultanément.

Par opposition, la deuxième période montre l'incapacité du modèle à reproduire certaines mesures expérimentales, et ceci quel que soit le jeu de paramètres initial. C'est typiquement le cas du flux  $H$  durant la période 521-530, et dans une moindre mesure  $\theta_{05}$  après l'événement pluvieux du jour 518. L'origine de ce dysfonctionnement doit alors être cherchée

Code	Paramètre	Signification	Gammes de Variations
Wsa1	$\theta_{s,1}$	Teneur en eau à saturation H1 ( $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ )	0.53 – 0.37
Wsa2	$\theta_{s,2}$	Teneur en eau à saturation H2 ( $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ )	0.43 – 0.38
Wsa3	$\theta_{s,3}$	Teneur en eau à saturation H3 ( $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ )	0.39 – 0.37
hg1	$h_{g,1}$	Facteur d'échelle Van Genuchten H1 (m)	-2.0 – -0.02
hg2	$h_{g,2}$	Facteur d'échelle Van Genuchten H2 (m)	-4.0 – -0.6
hg3	$h_{g,3}$	Facteur d'échelle Van Genuchten H3 (m)	-5.0 – -2.5
n1	$n_{B,1}$	Facteur de forme Van Genuchten H1 (-)	2.116 – 2.151
n2	$n_{B,2}$	Facteur de forme Van Genuchten H2 (-)	2.115 – 2.151
n3	$n_{B,3}$	Facteur de forme Van Genuchten H3 (-)	2.110 – 2.144
Ks1	$K_{\text{sat},1}$	Conductivité hydraulique à saturation BK H1 ( $\text{m}.\text{s}^{-1}$ )	$5.0 \cdot 10^{-10}$ – $5.0 \cdot 10^{-6}$
Ks2	$K_{\text{sat},2}$	Conductivité hydraulique à saturation BK H2 ( $\text{m}.\text{s}^{-1}$ )	$2.0 \cdot 10^{-10}$ – $2.0 \cdot 10^{-6}$
Ks3	$K_{\text{sat},3}$	Conductivité hydraulique à saturation BK H3 ( $\text{m}.\text{s}^{-1}$ )	$2.0 \cdot 10^{-10}$ – $2.0 \cdot 10^{-6}$
La1	$L_{a,1}$	Coefficient d'étalonnage de conductivité thermique H1 (-)	0.3333 – 4.0
La2	$L_{a,2}$	Coefficient d'étalonnage de conductivité thermique H2 (-)	0.3333 – 4.0
La3	$L_{a,3}$	Coefficient d'étalonnage de conductivité thermique H3 (-)	0.3333 – 4.0
Cd1	$C_{\text{sec},1}$	Capacité calorifique sèche H1 ( $\text{J}.\text{m}^{-3}.\text{K}^{-1}$ )	$0.75 \cdot 10^6$ – $1.25 \cdot 10^6$
Cd2	$C_{\text{sec},2}$	Capacité calorifique sèche H2 ( $\text{J}.\text{m}^{-3}.\text{K}^{-1}$ )	$0.75 \cdot 10^6$ – $1.25 \cdot 10^6$
Cd3	$C_{\text{sec},3}$	Capacité calorifique sèche H3 ( $\text{J}.\text{m}^{-3}.\text{K}^{-1}$ )	$0.90 \cdot 10^6$ – $1.50 \cdot 10^6$
Rsm	$r_{\text{sto,min}}$	Résistance stomatique minimale ( $\text{s}.\text{m}^{-1}$ )	25 – 160
RsM	$r_{\text{sto,max}}$	Résistance stomatique maximale ( $\text{s}.\text{m}^{-1}$ )	3500 – 7000
Rp	$r_p$	Résistance totale de la plante ( $\text{s}.\text{m}^{-1}$ )	$5 \cdot 10^{11}$ – $5 \cdot 10^{12}$
PFC	$h_{fc}$	Potentiel foliaire critique (m)	-100 – -170
PST	$\mu$	Paramètre de la fonction de stress VPD ( $\text{Pa}^{-1}$ )	$1.0 \cdot 10^{-4}$ – $5.0 \cdot 10^{-4}$
Decv	ND	Paramètre d'étalonnage propriétés optiques org. verts (-)	-0.05 – 0.05
Decj	ND	Paramètre d'étalonnage propriétés. optiques org. jaunes (-)	-0.05 – 0.05
Emif	$\epsilon_f$	Emissivité des feuilles	0.96 – 0.99
Ass	ND	Paramètre de décalage du spectre de réflectance du sol sec (-)	-0.04 – +0.04
Ash	ND	Paramètre de décalage du spectre de réflectance du sol humide (-)	-0.04 – +0.04
Ww	$\theta_{ss}$	Contenu en eau 0-5 cm pour albédo sol sec ( $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ )	0.17 – 0.23
Wd	$\theta_{sh}$	Contenu en eau 0-5 cm pour albédo sol humide ( $\text{m}^3.\text{m}^{-3}$ )	0.26 – 0.32
Emis	$\epsilon_s$	Emissivité du sol	0.94 – 0.98
Gv	$a_f$	Paramètre du facteur d'écran VIS-IR (-)	0.40 – 0.65
Gth	$a_{f,th}$	Paramètre du facteur d'écran IR thermique (-)	0.7 – 0.95
Alaiv	ND	Paramètre contrôlant l'amplitude du OAI vert ( $\text{m}^2.\text{m}^{-2}$ )	440-460 505-530 0.6 – 1.4 1.25 – 2.5
Alaij	ND	Paramètre contrôlant l'amplitude du OAI jaune ( $\text{m}^2.\text{m}^{-2}$ )	440-460 505-530 0.21 – 0.5 0.9 – 1.8
Aht	ND	Paramètre contrôlant l'amplitude de la hauteur du couvert (m)	0.55 – 0.82
Llaiv	ND	Paramètre contrôlant la largeur du OAI vert ( $\text{jour}^{-2}$ )	440-460 505-530 $2.5 \cdot 10^{-4}$ – $5 \cdot 10^{-4}$ $2.25 \cdot 10^{-3}$ – $4.5 \cdot 10^{-3}$
Llaij	ND	Paramètre contrôlant la largeur du OAI jaune ( $\text{jour}^{-2}$ )	440-460 505-530 $1 \cdot 10^{-3}$ – $3 \cdot 10^{-3}$ $4.6 \cdot 10^{-3}$ – $2 \cdot 10^{-2}$
Lht	ND	Paramètre contrôlant la largeur de la hauteur du couvert ( $\text{jour}^{-2}$ )	$2 \cdot 10^{-4}$ – $3 \cdot 10^{-4}$
Zri	Zri	1 <sup>ère</sup> longueur caractéristique du profil racinaire (m)	0.0225 – 0.0375
Zrmu	Zrmu	2 <sup>ème</sup> longueur caractéristique du profil racinaire (m)	0.0375 – 0.0625
Zrmd	Zrmd	3 <sup>ème</sup> longueur caractéristique du profil racinaire (m)	0.1125 – 0.1875
Azrpm	ND	Paramètre contrôlant l'amplitude de la 4 <sup>ème</sup> long. du profil rac. (m)	0.51 – 0.85
Azrt	ND	Paramètre contrôlant l'amplitude de la 5 <sup>ème</sup> long. du profil rac. (m)	1.26 – 2.1
Apmr	ND	Paramètre contrôlant l'amplitude de la 6 <sup>ème</sup> long. du profil rac. (m)	0.36 – 0.6
Afdr	ND	Paramètre contrôlant l'amplitude de la densité racinaire max. ( $\text{m}.\text{m}^{-3}$ )	5666 – 8500
Lzrpm	ND	Paramètre contrôlant la largeur de la 4 <sup>ème</sup> long. du profil rac. ( $\text{jour}^{-2}$ )	$1.02 \cdot 10^{-4}$ – $2.5 \cdot 10^{-4}$
Lzrt	ND	Paramètre contrôlant la largeur de la 5 <sup>ème</sup> long. du profil rac. ( $\text{jour}^{-2}$ )	$1.25 \cdot 10^{-4}$ – $2.5 \cdot 10^{-4}$
Lpmr	ND	Paramètre contrôlant la largeur de la 6 <sup>ème</sup> long. du profil rac. ( $\text{jour}^{-2}$ )	$1.5 \cdot 10^{-4}$ – $4.5 \cdot 10^{-4}$
Lfdr	ND	Paramètre contrôlant la largeur de la densité racinaire max. ( $\text{jour}^{-2}$ )	$1 \cdot 10^{-4}$ – $2 \cdot 10^{-4}$

Tab. 5.1 : Nomenclature et gammes de variations des 50 paramètres du modèle SiSPAT-RS pris en compte dans l'analyse de sensibilité multicritère -. ND : non défini préalablement

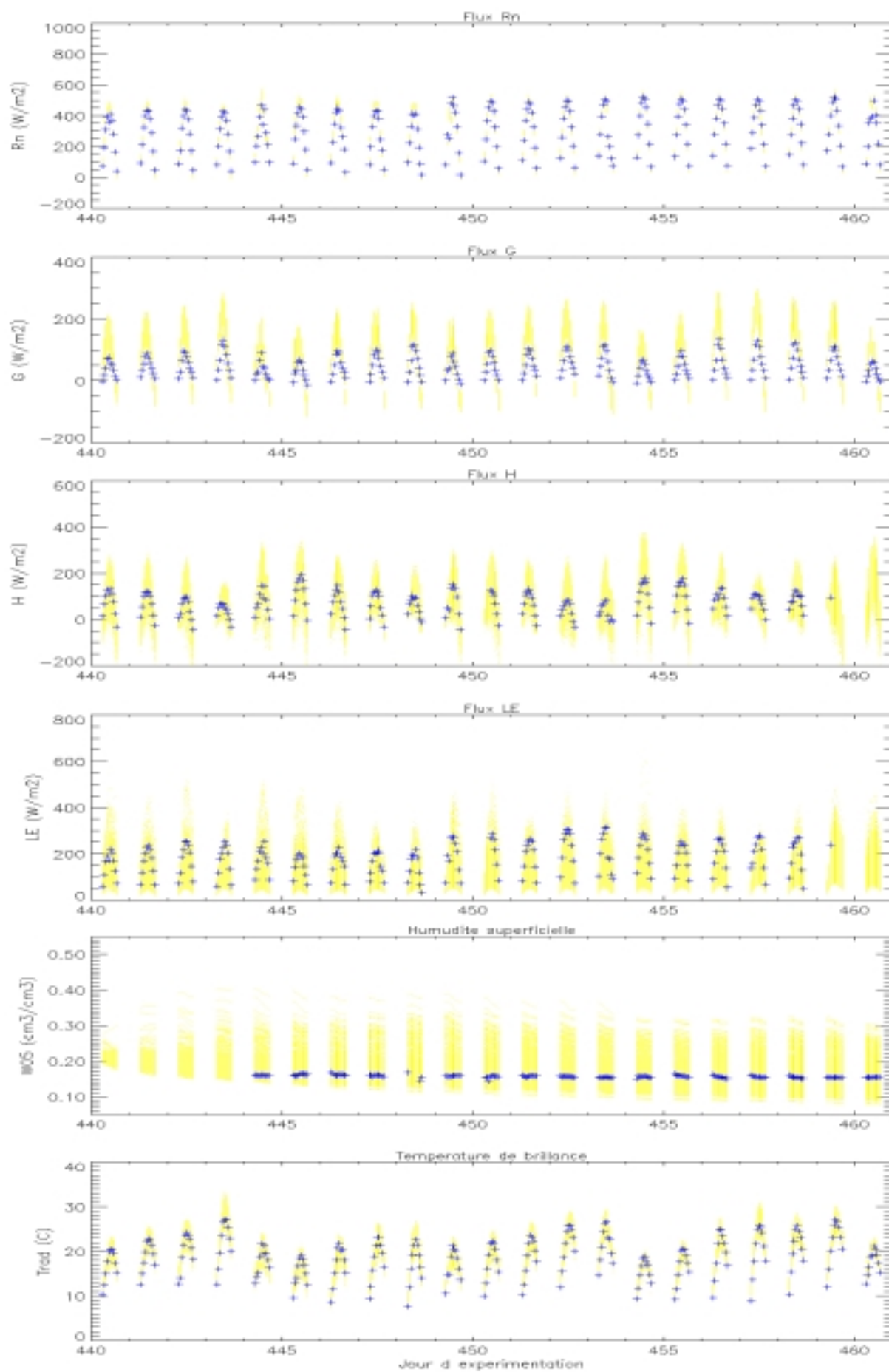


Fig. 5.4 : Période 440-460 : Visualisation des 2500 simulations réalisées et des mesures disponibles



dans la modélisation ou dans la qualité des données expérimentales (et pas dans la méconnaissance des paramètres).

#### 5.4.4 Sélection des critères

La sélection des critères retenus pour la conduite de l'analyse de sensibilité peut être réalisée de manière différente en fonction des objectifs et du futur contexte d'applications du modèle couplé SiSPAT-RS.

Ainsi, la première étude a porté sur un grand nombre de critères afin de permettre une analyse intrinsèque du fonctionnement du modèle et de préparer efficacement la phase d'étalonnage du modèle qui sera mise en place sur l'ensemble de la période de simulation (cf. Tab 4.2) sur la parcelle 101. Dans ce contexte, 5 critères ont été alors retenus. Il s'agit des flux de surface  $G$ ,  $H$ , et  $LE$ , de la température de brillance  $T_b$  et de la teneur volumique en eau des 5 premiers centimètres du sol  $\theta_{05}$ . Les fonctions "simple critère" associées à ces 5 variables ont alors été définies comme les erreurs quadratiques moyennes (Eq. 5.1), en utilisant en tant que référence les données expérimentales disponibles sur chacune des deux périodes. La sélection des critères a été réalisée dans un souci d'exploitation optimale de l'information. Concernant le bilan d'énergie, le rayonnement net n'a pas été retenu afin d'éviter toute redondance d'information par rapport à la prise en compte des trois autres flux de surface. Concernant la gestion de l'eau dans le sol, l'humidité superficielle a été prise en compte explicitement par le biais de la variable  $\theta_{05}$ . L'humidité des couches plus profondes a été implicitement prise en compte des variables  $H$ ,  $LE$  et de  $T_b$ .

La deuxième étude a porté sur un nombre restreint de critères, puisque seulement la température de brillance  $T_b$  et la teneur volumique en eau des 5 premiers centimètres du sol  $\theta_{05}$  ont été retenues. Ces dernières représentent toutes deux des variables potentiellement accessibles par télédétection. La conduite de cette étude représente ainsi une étape préliminaire indispensable à la détermination des potentialités du modèle dans un contexte exclusivement d'assimilation de données de télédétection. Elle a été testée uniquement sur la période de simulation 440-460, pour laquelle on dispose d'un maximum de données expérimentales fiables.

En complément à ces deux cas d'étude, des analyses de sensibilité monocritère ont aussi été mises en oeuvre. La technique d'analyse de la sensibilité utilisée reste toutefois identique à celle de la méthode multicritère (partition, comparaison des deux distributions et application du test K-S). La seule différence concerne l'étape du rangement de Pareto qui devient par conséquent totalement inutile. Afin que les résultats obtenus par les diverses méthodes soient statistiquement comparables, la comparaison des deux distributions réalisée doit toujours porter sur des sous-ensembles de même taille. Conformément à Bastidas et al. (1999), cette étape a alors été réalisée dans le cadre des analyses de sensibilité monocritère par sélection des simulations fournissant les  $N$  meilleurs résultats sur le "simple critère" considéré, où  $N$  représente le nombre de simulations "acceptables" trouvé par l'approche multicritère. Il est donc important de noter que même si toutes ces études portent sur un nombre identique de simulations, elles ne sélectionnent évidemment pas les mêmes.

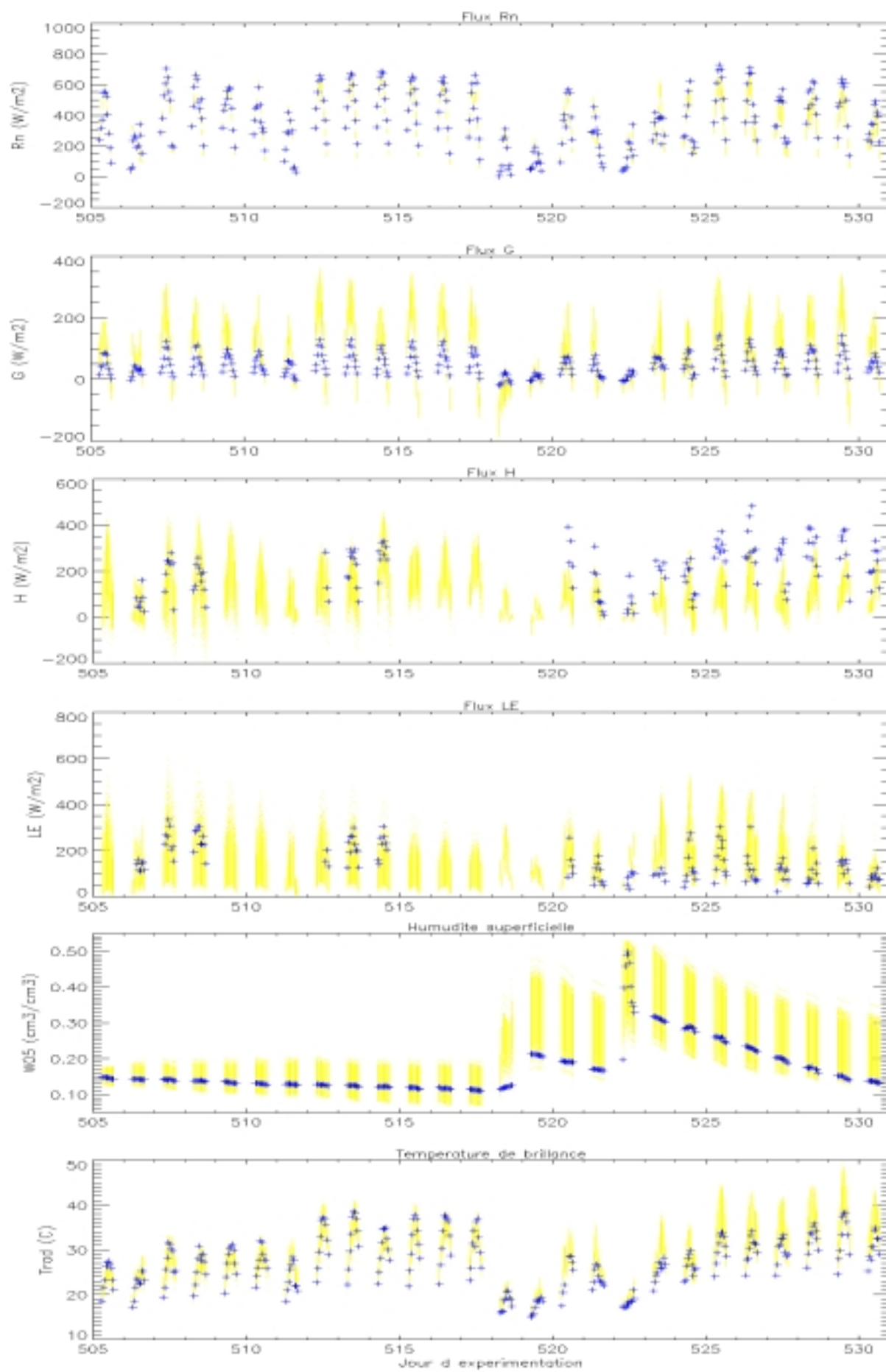


Fig. 5.5 : Période 505-530 : Visualisation des 2050 simulations réalisées et des mesures disponibles

## 5.5 Tests de robustesse

Avant de procéder à l'interprétation des résultats obtenus lors des diverses analyses de sensibilité, il est nécessaire dans un premier temps de vérifier que la méthode est statistiquement fiable. Dans ce sens, deux séries de tests ont été effectuées sur la méthode multicritère, et ce à partir de la prise en compte de 5 critères. La première série a été particulièrement dévolue à la détermination du nombre minimum de simulations nécessaires à la stabilité de l'approche, et la seconde à l'influence de l'échantillonnage initial des paramètres.

### 5.5.1 Tests sur le nombre minimal de simulations requises

La méthode consiste à augmenter progressivement la taille de l'échantillon sur lequel porte l'analyse de sensibilité. Ainsi, chaque nouvel échantillon est constitué par l'échantillon précédent auquel on rajoute un nombre fini de nouvelles simulations. Le tableau (5.2) indique les paramètres "fortement" (symbole ●) et "moyennement" (symbole ○) sensibles détectés par l'application de la méthode multicritère à différents échantillons sur chaque période. Le nombre et le pourcentage de simulations jugées acceptables lors de la phase de partition sont aussi indiqués dans le tableau.

De manière générale, il se dégage que le nombre de paramètres sensibles augmente rapidement avec le nombre de simulations considérées, et ce jusqu'à atteindre une valeur relativement stable pour les plus grands échantillons. Cet état de fait semble en relation avec le pourcentage de simulations "acceptables", dont la décroissance s'amortit progressivement avec la taille de l'échantillon considéré. Par ailleurs, les paramètres "fortement" sensibles d'un échantillon sont généralement composés par les paramètres issus du niveau inférieur. Ainsi pour les échantillons de petite taille, il semblerait que la méthode soit déjà apte à détecter les paramètres les plus influents sur la simulation.

De manière plus spécifique à la première période, les sensibilités relatives obtenues à l'ordre 1 et à l'ordre 2 ont été étudiées. On rappelle qu'à l'ordre 2, les simulations "acceptables" au sens multicritère sont issues des deux premiers rangements de Pareto et qu'en conséquence elles sont partiellement composées par les simulations jugées "acceptables" à l'ordre 1. Au-delà de 1500 simulations et quel que soit le rang de Pareto considéré, le nombre total de paramètres sensibles n'évolue plus franchement et la majeure partie des paramètres "fortement" sensibles se retrouve dans tous les échantillons. Il existe toutefois quelques exceptions notables, comme par exemple les paramètres :  $h_{fc}$ , n'apparaissant qu'au niveau 1500 (sous-entendu "1500 simulations") de l'ordre 1,  $\varepsilon_f$  disparaissant au niveau 2000 et réapparaissant au niveau 2500 de l'ordre 2, ou  $r_{sto,max}$  disparaissant progressivement de l'ordre 2. Ceci s'explique par les niveaux de transition choisis entre paramètres sensibles et paramètres non sensibles ; la probabilité K-S du paramètre pouvant se retrouver juste sous la limite inférieure fixée. Ceci est typiquement le cas pour les paramètres  $K_{sat,2}$ ,  $h_{fc}$ , de l'ordre 1 et  $h_{g,2}$ ,  $h_{g,3}$ ,  $n_2$ ,  $r_{sto,max}$ , et  $\varepsilon_f$  de l'ordre 2 ; tous ces paramètres se retrouvant alors juste sous la limite inférieure fixée à 0.05.

Concernant la seconde période, seuls les résultats de l'étude multicritère au rang 1 ont été conservés. A ce niveau et pour l'ensemble des simulations réalisées, au minimum 15 % des simulations sont jugées acceptables au sens multicritère, ce qui représente un pourcentage relativement important et comparable au rang 2 de la première période (pour indication, plus de 35 % des simulations étaient jugées acceptables au rang 2 pour cette période). D'un autre

côté, cette remarque confirme les doutes entrevus au paragraphe précédent lors de la confrontation des résultats de simulations avec les mesures, à propos de la capacité du modèle à simuler correctement l'ensemble des 5 variables pronostiques (cf. § 5.4.3). Pour cette période, les tests montrent encore qu'au-delà de 1500 simulations, une cohérence dans les paramètres les plus fortement sensibles est observée. Comme pour la première période, la limite choisie entre les trois niveaux de sensibilité a une légère influence sur les résultats de l'étude. Cette fois, les paramètres  $h_{g,3}$  ("presque" sensible au niveau 1500) et Azrt ("presque" sensible au niveau 2050) sont directement concernés.

<b>Taille</b>	<b>Ordre 1</b>		<b>Ordre 2</b>	
	Nombre	Paramètre	Nombre	Paramètre
200	35 (17.5 %)	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_p</math></li> <li>○ <math>L_{a,2}</math>, <math>\theta_{sh}</math>, Alaiv</li> </ul>	84 (42 %)	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>K_{sat,3}</math>, <math>r_p</math>, Azrpm</li> <li>○ <math>\theta_{s,1}</math>, <math>n_2</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>h_{fc}</math>, Alaiv</li> </ul>
500	59 (11.8 %)	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_p</math></li> <li>○ <math>\epsilon_f</math>, Alaiv, Azrpm</li> </ul>	155 (31 %)	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>r_p</math>, Alaiv, Azrpm</li> <li>○ <math>n_2</math>, <math>h_{fc}</math>, <math>\epsilon_s</math></li> </ul>
1000	87 (8.7 %)	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>r_p</math>, Alaiv</li> <li>○ <math>h_{g,3}</math>, Azrpm, Lzrt</li> </ul>	246 (24.6 %)	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>r_p</math>, <math>h_{fc}</math>, Alaiv, Azrpm</li> <li>○ <math>n_2</math>, <math>K_{sat,2}</math>, <math>L_{a,2}</math>, <math>r_{sto,max}</math>, <math>\mu</math>, <math>\epsilon_s</math>, Azrt, Lzrt</li> </ul>
1500	111 (7.4 %)	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>r_p</math>, Alaiv</li> <li>○ <math>h_{g,3}</math>, <math>K_{sat,2}</math>, <math>h_{fc}</math>, Lzrt</li> </ul>	323 (21.5 %)	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>r_{sto,max}</math>, <math>r_p</math>, <math>h_{fc}</math>, <math>\epsilon_f</math>, <math>\epsilon_s</math>, Alaiv, Azrt, Apmr</li> <li>○ <math>K_{sat,2}</math>, <math>L_{a,2}</math>, Ass, Azrpm, Lzrt</li> </ul>
2000	127 (6.4 %)	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>r_p</math>, <math>h_{fc}</math>, Alaiv</li> <li>○ <math>h_{g,3}</math>, <math>K_{sat,2}</math></li> </ul>	384 (19.2 %)	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>K_{sat,2}</math>, <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>L_{a,2}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>r_p</math>, <math>h_{fc}</math>, <math>\epsilon_s</math>, Alaiv, Azrpm, Azrt, Apmr</li> <li>○ <math>h_{g,2}</math>, <math>h_{g,3}</math>, <math>r_{sto,max}</math>, <math>\mu</math>, Ass, Lzrt, Lfdr</li> </ul>
2500	132 (5.3 %)	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>K_{sat,1}</math>, <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>r_p</math>, <math>\epsilon_s</math>, Alaiv</li> <li>○ <math>\epsilon_f</math></li> </ul>	402 (16.1 %)	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>K_{sat,2}</math>, <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>r_p</math>, <math>h_{fc}</math>, <math>\epsilon_f</math>, <math>\epsilon_s</math>, Alaiv, Azrpm, Azrt, Apmr</li> <li>○ <math>h_{g,2}</math>, <math>h_{g,3}</math>, <math>n_2</math>, <math>L_{a,2}</math>, Lzrt, Lfdr</li> </ul>

(a)

<b>Taille</b>	<b>Ordre 1</b>	
	Nombre	Paramètre
200	83 (41.5 %)	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>L_{a,1}</math>, Llaiv</li> <li>○ <math>h_{fc}</math>, Azrt</li> </ul>
500	153 (30.6)	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>h_{g,1}</math>, <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>\epsilon_f</math>, Llaiv, Azrt</li> <li>○ <math>K_{sat,1}</math>, Ash, Alaij,</li> </ul>
1000	214 (21.4 %)	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>h_{g,1}</math>, <math>n_1</math>, <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>\epsilon_f</math>, Alaiv, Llaiv</li> <li>○ <math>n_3</math>, <math>\epsilon_s</math>, Aht, Azrt</li> </ul>
1500	274 (18.3 %)	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>h_{g,1}</math>, <math>n_1</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>\epsilon_f</math>, <math>\epsilon_s</math>, Alaiv, Llaiv, Azrt</li> <li>○ <math>K_{sat,1}</math>, Aht, Zri</li> </ul>
2050	305 (14.9 %)	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>h_{g,1}</math>, <math>h_{g,3}</math>, <math>n_1</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>\epsilon_f</math>, <math>\epsilon_s</math>, Alaiv, Aht, Llaiv</li> <li>○ <math>K_{sat,1}</math>, <math>K_{sat,3}</math>, <math>\mu</math></li> </ul>

(b)

Tab. 5.2 : Paramètres fortement (●) et moyennement (○) sensibles obtenus lors des tests sur la taille de l'échantillon : a) Période 440-460 b) Période 505-530

### 5.5.2 Test sur l'échantillonnage des paramètres

Cette fois, la méthode consiste à regarder pour un échantillon de taille donnée si la sélection initiale des simulations affecte particulièrement les résultats de l'analyse de sensibilité. Les tests réalisés portent sur la première période car elle bénéficie d'un plus grand nombre de simulations. Le tableau (5.3) présente les résultats obtenus pour des échantillons de 800 et 1250 simulations ; les 2500 simulations ayant alors été séparées respectivement en 3 (environ) et en 2 sous-ensembles. Les résultats montrent que pour des échantillons de 800 simulations, certains paramètres se retrouvent présents quel que soit l'échantillonnage réalisé ( $L_{a,1}$  et  $r_p$  à l'ordre 1,  $K_{sat,3}$ ,  $L_{a,1}$ ,  $r_{sto,min}$ ,  $r_p$  et  $Alaiv$  à l'ordre 2). Ces quelques paramètres sont indiscutablement les plus influents sur les résultats de la simulation. Toutefois, il subsiste encore beaucoup de paramètres qui apparaissent et disparaissent suivant les cas, et ceci pour les deux ordres étudiés. Le nombre de simulations jugées "acceptables" semble lui aussi relativement conditionné par l'échantillonnage. Par exemple à l'ordre 2, on trouve 56 simulations d'écart entre le second et le troisième échantillonnage (soit 7 % de l'ensemble des simulations).

Lorsqu'on réalise la même étude à partir des sous-ensembles de 1250 simulations, les différences obtenues semblent beaucoup moins prononcées. Dans ce cas, la majorité des paramètres sensibles se retrouvent dans les deux sous-échantillons. Ceci est d'autant plus vrai à l'ordre 2 puisque la totalité des paramètres "fortement" sensibles sont communs aux deux sous-ensembles. A l'ordre 1, plus de différences ont été constatées, notamment pour les paramètres "moyennement" sensibles.

### 5.5.3 Conclusion partielle

Il se dégage des tests effectués que le nombre de simulations réalisées pour chacune des périodes semble suffisant afin de parvenir à une analyse de sensibilité statistiquement fiable. Un nombre de 1500 simulations paraît être le minimum requis dans notre contexte d'étude. Toutefois nous utiliserons toujours l'ensemble complet de simulations réalisées pour l'analyse des études de sensibilité.

Concernant la période 440-460, les paramètres sensibles obtenus à l'ordre 1 apparaissent légèrement plus variables en fonction des échantillons considérés. Ceci peut éventuellement s'expliquer par le faible nombre de simulations "acceptables" obtenues après rangement de Pareto, la statistique étant alors de ce fait moins fiable. Malgré cela, l'interprétation des résultats pour cette période et à cet ordre sera effectuée.

## 5.6 Analyse de sensibilité basée sur 5 critères

### 5.6.1 Résultats sur la période 440-460

La sélection des simulations a permis d'isoler de l'ensemble complet 132 simulations à l'ordre 1 et 402 à l'ordre 2. Il est alors possible de les visualiser graphiquement dans l'espace des critères. La figure (5.6) montre 6 combinaisons particulières de fonctions critères deux à deux. Chaque croix grise représente l'une des 2500 simulations réalisées et les carrés les simulations

<b>Taille</b>	<b>Rang 1</b>		<b>Rang 2</b>	
	Nombre	Paramètre	Nombre	Paramètre
800	79	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>r_p</math>, <math>Alaiv</math></li> <li>○ <math>\epsilon_f</math>, <math>Ww</math>, <math>Lzrt</math></li> </ul>	212	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>r_{sto,max}</math>, <math>r_p</math>, <math>\epsilon_s</math>, <math>Alaiv</math>, <math>Azrpm</math>, <math>Azrt</math></li> <li>○ <math>\mu</math>, <math>\epsilon_f</math>, <math>Lzrt</math></li> </ul>
	82	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>L_{a,2}</math>, <math>r_p</math>, <math>h_{fc}</math>, <math>Apmr</math></li> <li>○ <math>h_{g,3}</math>, <math>K_{sat,2}</math>, <math>Ass</math>, <math>Azrpm</math>, <math>\epsilon_s</math>,</li> </ul>	254	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>r_p</math>, <math>h_{fc}</math>, <math>Alaiv</math>, <math>Azrpm</math>, <math>Azrt</math>, <math>Apmr</math></li> <li>○ <math>K_{sat,2}</math>, <math>Ass</math>, <math>Lzrpm</math>, <math>Lzrt</math></li> </ul>
	69	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>L_{a,1}</math>, <math>r_p</math>, <math>h_{fc}</math>, <math>\epsilon_s</math>, <math>Alaiv</math></li> <li>○ <math>\theta_{s,1}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>\epsilon_f</math>,</li> </ul>	198	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>r_p</math>, <math>h_{fc}</math>, <math>\epsilon_f</math>, <math>Alaiv</math></li> <li>○ <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,3}</math>, <math>\alpha_{th}</math></li> </ul>
1250	102	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>r_p</math>, <math>Alaiv</math>,</li> <li>○ <math>\theta_{s,1}</math>, <math>h_{fc}</math>, <math>Lzrt</math></li> </ul>	289	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>r_p</math>, <math>h_{fc}</math>, <math>\epsilon_s</math>, <math>Alaiv</math>, <math>Azrpm</math>, <math>Apmr</math></li> <li>○ <math>n_2</math>, <math>L_{a,2}</math>, <math>r_{sto,max}</math>, <math>Ww</math>, <math>Azrt</math>, <math>Lzrt</math>, <math>Lpmr</math></li> </ul>
	87	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_p</math>, <math>h_{fc}</math>, <math>\epsilon_f</math>, <math>\epsilon_s</math>, <math>Alaiv</math></li> <li>○ <math>\theta_{s,1}</math>, <math>K_{sat,2}</math>, <math>C_{d,2}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>\alpha_{th}</math></li> </ul>	270	<ul style="list-style-type: none"> <li>● <math>\theta_{s,1}</math>, <math>K_{sat,3}</math>, <math>L_{a,1}</math>, <math>r_{sto,min}</math>, <math>r_p</math>, <math>h_{fc}</math>, <math>Alaiv</math>, <math>Azrpm</math>, <math>Apmr</math>, <math>Lzrt</math></li> <li>○ <math>K_{sat,2}</math>, <math>L_{a,2}</math>, <math>\epsilon_f</math>, <math>\epsilon_s</math>, <math>Azrt</math>, <math>Lpmr</math></li> </ul>

Tab. 5.3 : Paramètres fortement s(●) et moyennement (○) sensibles obtenus lors des tests sur l'échantillonnage initial des paramètres

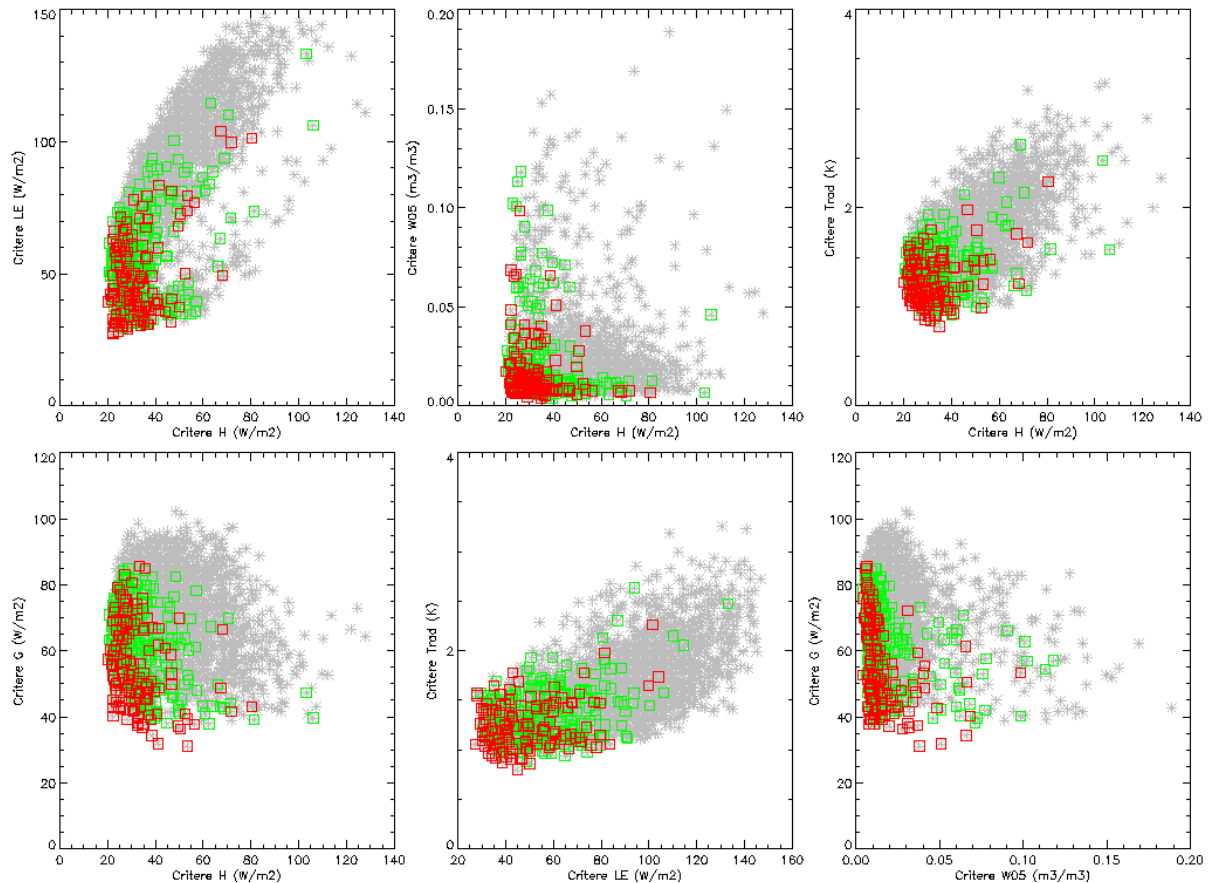


Fig. 5.6 : Sélection des simulations par la méthode du rangement de Pareto de rang 1 (carrés rouges) et de rang 2 (carrés verts) à partir des 2500 simulations (astérisques) réalisées sur la période 440-460

sélectionnées lors du rangement de Pareto de rang 1 (rouge) et de rang 2 (vert).

Cette figure montre que les simulations sélectionnées minimisent en général bien l'ensemble des critères (forte densité de carrés dans le coin inférieur gauche de chaque sous figures). Il semble donc possible à partir de certains jeux de paramètres de simuler au mieux l'ensemble des 5 variables de sorties considérées dans cette étude. Par ailleurs, si on s'intéresse particulièrement aux RMSE, les valeurs minimales sont d'un ordre tout à fait acceptable. On trouve pour ces dernières entre 20 à 30 W.m<sup>-2</sup> pour les flux de surface, moins de 1 K pour la température de brillance et quasi nulle pour l'humidité superficielle du sol.

Les sensibilités relatives des 60 paramètres et variables d'initialisation obtenues à partir de l'échantillon complet sur la période 440-460 et à l'ordre 1, sont présentées sur la figure (5.7). Cette dernière est constituée par 4 histogrammes ; chacun d'eux représentant alors les sensibilités relatives des 30 paramètres et variables d'initialisation obtenues par l'approche multicritère et par les 5 approches monocritères. Les niveaux de transition entre paramètres "fortement", "moyennement" et "faiblement" sensibles sont représentés sur chaque histogramme par un trait discontinu noir. De manière générale, plus la barre verticale est haute, plus le paramètre est sensible. Par ailleurs, comme il n'a pas été possible d'indiquer sur chaque figure les noms des paramètres et des variables d'initialisation, une nomenclature a été adoptée. Pour les 50 paramètres du modèle SiSPAT-RS, celle-ci est indiquée dans le tableau (5.1). Pour les variables d'initialisation du modèle, une convention a été établie à partir de l'expression type "Xi", où la lettre X symbolise aussi bien la température (T) que le contenu en eau (W) et la lettre i aussi bien la surface de la colonne sol (S) que la profondeur en centimètre dans le sol (2.5 par exemple). Spécifiquement aux 5 analyses de sensibilité monocritère, un code de couleur a aussi été utilisé. Ce dernier est indiqué sur le second histogramme de la figure (5.7).

### 5.6.1.1 Sensibilité à l'ordre 1

A cet ordre, 9 paramètres sensibles ont été détectés par l'approche multicritère dont 8 "fortement" et 1 "moyennement" sensible. Par ailleurs, 4 d'entre eux concernent le sol ( $\theta_{s,1}$ ,  $K_{sat,1}$ ,  $K_{sat,3}$  et  $L_{a,1}$ ) et 5 la végétation ( $r_{sto,min}$ ,  $r_p$ ,  $h_{fc}$ ,  $\epsilon_f$  et  $Alaiv$ ). La période étudiée est caractérisée par un assèchement progressif du sol et par une phase de développement de la végétation. De ce fait, la transpiration du couvert végétal représente la part essentielle du flux d'évapotranspiration. Plusieurs paramètres sensibles détectés sont en parfait accord avec cette constatation, puisqu'ils interviennent directement dans la régulation stomatique ( $r_{sto,min}$ ,  $r_p$ ,  $h_{fc}$  et  $Alaiv$ ) et la gestion de l'eau dans les couches profondes du sol ( $K_{sat,3}$ ). Par ailleurs, l'influence des paramètres  $\theta_{s,1}$ ,  $K_{sat,1}$ ,  $L_{a,1}$  et  $\epsilon_f$  semble confirmée par les résultats obtenus sur les analyses monocritères de  $\theta_{05}$ ,  $T_b$  et  $G$ . De manière plus spécifique à ces dernières, il est aussi important de noter que la simulation de :

- H est sensible à beaucoup de paramètres traduisant les propriétés du sol ( $n_1$ ,  $n_2$ ,  $K_{sat,2}$ ,  $K_{sat,3}$ ,  $L_{a,2}$ , et  $Ass$ ), ainsi que certaines caractéristiques de la végétation ( $r_{sto,min}$ ,  $r_p$ ,  $h_{fc}$ ) et des racines ( $Azrpm$ ,  $Afdr$ ).
- LE est sensible aux propriétés hydriques et thermiques du sol ( $K_{sat,3}$ ,  $L_{a,1}$ , et  $L_{a,3}$ ) et à une partie des caractéristiques de la végétation ( $r_{sto,min}$ ,  $r_p$ , et  $Alaiv$ ).

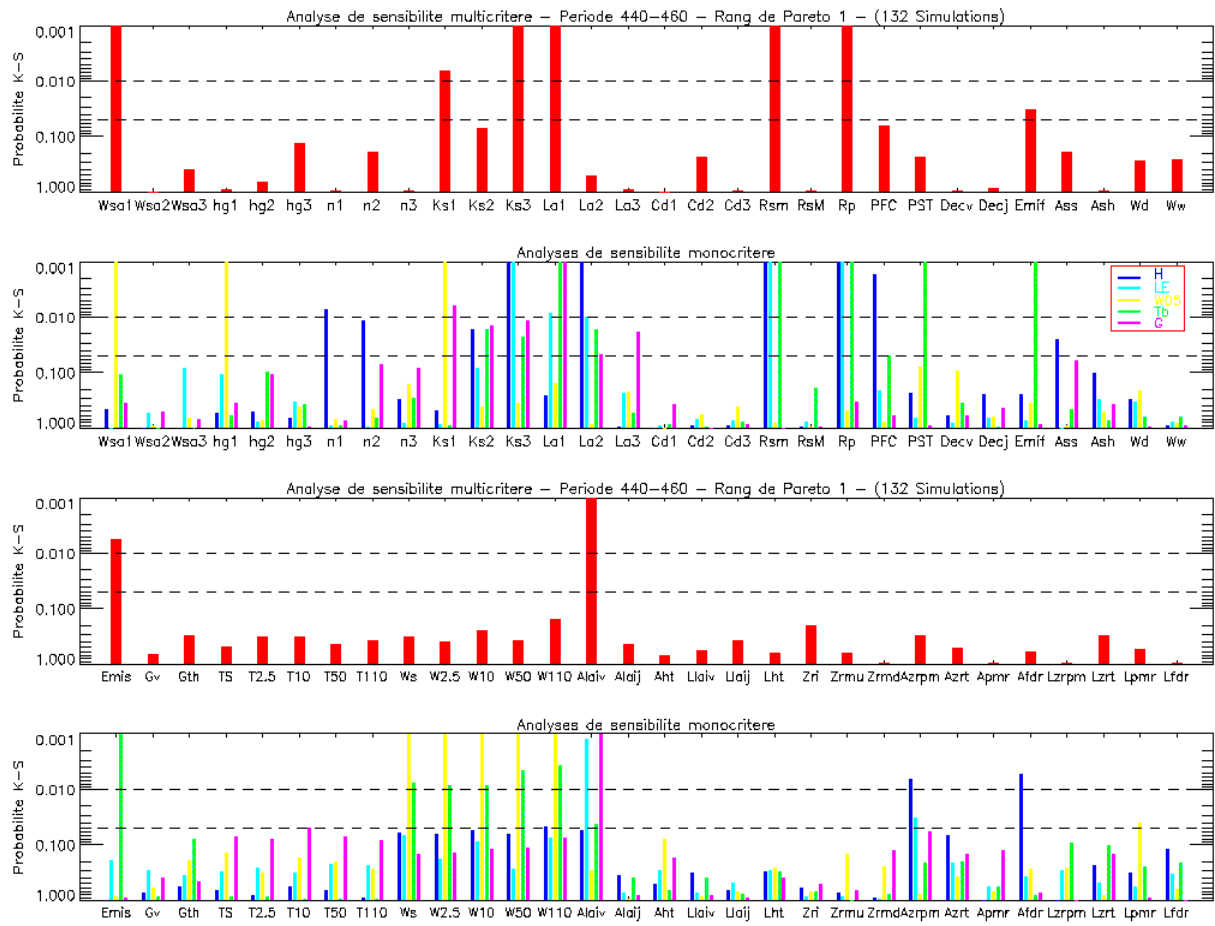


Fig. 5.7 : Sensibilité relative des paramètres du modèle SiSPAT-RS – Ordre 1 - Période 440-460

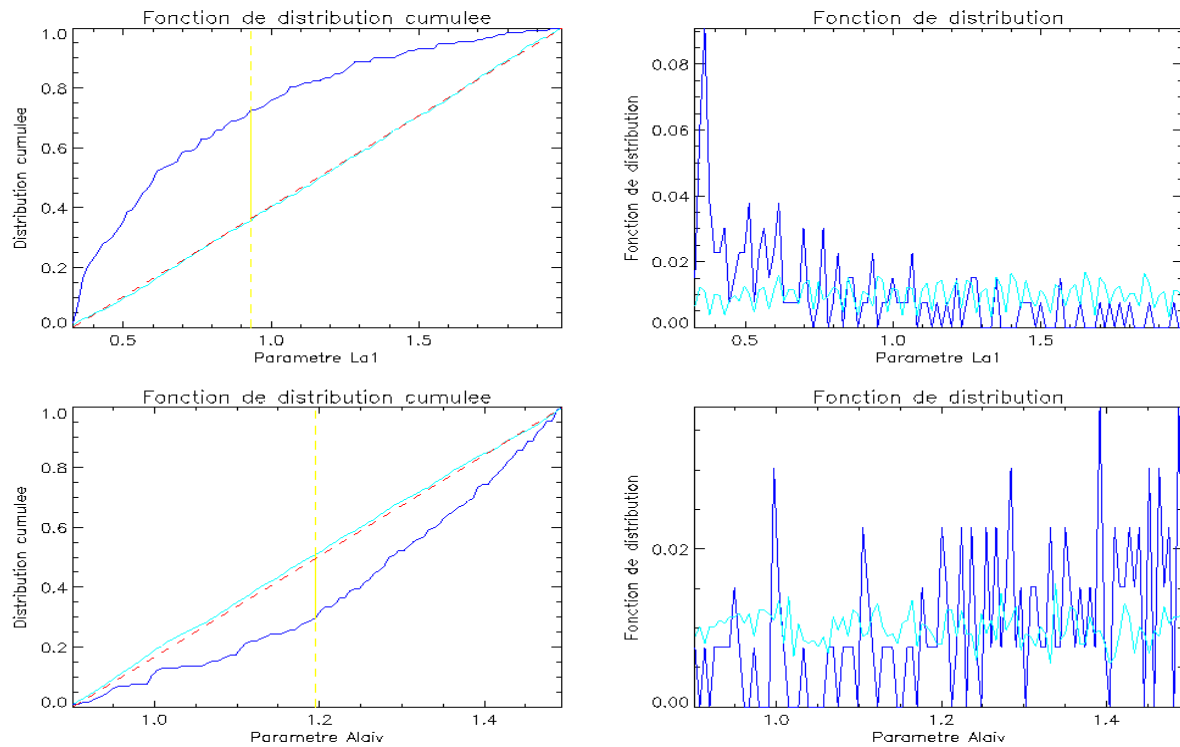


Fig. 5.8 : Exemples de fonctions de distributions obtenues pour les paramètres sensibles  $L_{a,1}$  et  $Alaiv$



- $\theta_{0.5}$  est particulièrement sensible aux paramètres hydrodynamiques du premier horizon ( $\theta_{s,1}$ ,  $h_{g,1}$ ,  $K_{sat,1}$ , ...) et aux conditions initiales en humidité.
- $G$  est fortement sensible aux propriétés hydriques et thermiques des trois horizons ( $K_{sat}$  et  $L_a$ ) et à l'indice foliaire ( $Alaiv$ ).
- $T_b$  est sensible aux propriétés hydriques et thermiques du sol ( $K_{sat,2}$ ,  $K_{sat,3}$ ,  $L_{a,1}$ , et  $L_{a,2}$ ), à la majeure partie des caractéristiques de la végétation ( $r_{sto,min}$ ,  $r_p$ ,  $h_{fc}$ ,  $\mu$ ,  $\epsilon_f$  et  $Alaiv$ ) et aux conditions initiales en humidité.

Il se dégage de ce premier bilan relatif aux études monocritères que certains paramètres sensibles sont communs aux diverses analyses. Ceci est particulièrement le cas des conductivités hydrauliques à saturation ( $K_{sat}$ ), des coefficients multiplicatifs de la conductivité thermique ( $L_a$ ), des résistances stomatique minimale ( $r_{sto,min}$ ) et totale ( $r_p$ ) de la plante, ainsi que du facteur contrôlant l'amplitude du OAI vert ( $Alaiv$ ). Comme la plupart d'entre eux apparaissent aussi dans les résultats de l'analyse multicritère, on peut alors penser qu'ils agissent indépendamment et de la même manière sur chacune des variables concernées. Il est ainsi possible dans ce cas d'améliorer simultanément plusieurs variables de sorties en modifiant de manière appropriée la valeur du paramètre considéré. Cette potentialité est particulièrement intéressante dans un objectif d'optimisation des paramètres. A l'opposé, certains de ces paramètres n'apparaissent pas dans l'étude multicritère ( $L_{a,2}$  par exemple), ce qui signifie cette fois que ces derniers agissent de manière contradictoire suivant le critère. Enfin, certains paramètres n'agissent que sur un seul critère individuel et se retrouvent bien dans l'analyse multicritère, comme par exemple  $\theta_{s,1}$  et  $\epsilon_f$ .

Aux vues des interrogations soulevées par l'interprétation des résultats de l'analyse de sensibilité, il paraît être particulièrement important de visualiser les fonctions de distributions obtenues pour chacun des paramètres sensibles du modèle. Des exemples caractéristiques de fonctions de distribution obtenues pour les paramètres  $L_{a,1}$  et  $Alaiv$  sont portés sur la figure (5.8). Chacune des sous-figures de gauche montre les deux fonctions de distribution cumulée obtenues sur les simulations jugées acceptables (trait plein) et sur l'ensemble complémentaire (trait discontinu). La différence maximale  $d_{m,n}$  estimée a aussi été représentée (trait gras vertical). Concernant le paramètre  $L_{a,1}$ , il se dégage clairement que les valeurs inférieures à 0.7 sont fortement favorisées au sein de l'ensemble des simulations "acceptables". L'inflexion de la courbe représentative de la distribution cumulée des simulations "acceptables" est alors fortement orientée vers la partie supérieure de la bissectrice. Une situation inverse est observée sur le paramètre  $Alaiv$ . Dans ce cas, les valeurs supérieures à 1.2 sont fortement sur-échantillonnées.

Il est possible de reconduire cette analyse sur l'ensemble des paramètres sensibles détectés et par conséquent de réduire leurs gammes de variation. Ceci a été effectué pour chacune des études de sensibilité réalisées. La synthèse des résultats est portée dans le tableau (5.4). Les paramètres "fortement" (F) ont été distingués des paramètres " moyennement" (M) sensibles. Malheureusement pour quelques paramètres, aucune information précise n'a pu être dégagée de manière fiable (représentée par "?" dans le tableau).

De manière générale, il semblerait que hormis  $r_{sto,min}$ , l'ensemble des paramètres sensibles communs agisse dans le même sens sur les variables de sorties considérées. Ceci est totalement cohérent avec les conclusions tirées sur la figure (5.4). En d'autres termes, cela signifie qu'il est possible d'obtenir une amélioration d'ensemble du modèle en jouant sur la valeur de ces paramètres. Ce point constitue un résultat important en vue de la phase

d'étalonnage du modèle.

De manière plus détaillée, il semblerait qu'il faille privilégier les plus fortes valeurs des conductivités hydrauliques à saturation, du coefficient  $L_{a,2}$  ainsi que du  $Alaiv$  et, à l'inverse privilégier les plus faibles valeurs de  $L_{a,1}$ ,  $r_p$  et de  $h_{fc}$ . Toutes ces considérations tendent à augmenter la transpiration. Ceci est alors réalisable par la simulation d'un couvert bien développé et d'un sol qui favorise les échanges hydriques entre les couches. De plus, les faibles valeurs de  $L_{a,1}$  favorisent un faible flux de chaleur dans le sol, ce qui est aussi en accord avec les observations de  $G$  (Fig. 5.4). En ce qui concerne  $H$ , les résultats des simulations n'indiquaient pas spécialement une tendance à la surestimation ou à la sous-estimation. Il semble alors particulièrement difficile d'observer une tendance cohérente sur les paramètres sensibles car l'utilisation de l'erreur quadratique moyenne en tant que fonction critère ne donne pas d'informations sur la nature du biais. Cet état de fait est particulièrement observable dans le cas des caractéristiques de la végétation, car plusieurs sensibilités relatives semblent en contradiction. Ainsi pour  $H$ , il semble préférable de sélectionner les fortes valeurs de résistance stomatique minimale et inversement des faibles valeurs de  $r_p$  ou de  $h_{fc}$ . Ces deux cas de figure agissent de manière opposée sur le calcul de la résistance stomatique. Une hypothèse serait alors que lorsque la valeur de  $r_{sto,min}$  est très faible, il ne soit alors plus jamais possible d'obtenir un  $H$  correct et que d'un autre côté, pour les valeurs très fortes de  $r_{sto,min}$ , il soit alors nécessaire de compenser la surestimation de  $H$  en agissant sur les deux autres paramètres.

<u>Nom</u>	<u>Multicritère</u>		<u>Mono G</u>		<u>Mono H</u>		<u>Mono LE</u>		<u>Mono <math>T_b</math></u>		<u>Mono <math>\theta_{05}</math></u>	
$\theta_{s,1}$	F	< 0.45									F	< 0.45
$h_{g,1}$											F	< -0.5
$n_{B,1}$					F	[2.12 ; 2.135]						
$n_{B,2}$					M	> 2.125						
$\log(K_{sat,1})$	F	> -7.2	F	> -6.8							F	> -6.7
$\log(K_{sat,2})$			M	> -7.5	M	> -7.1			M	> -8.6		
$\log(K_{sat,3})$	F	> -8.3	M	> -8.3	F	> -8	F	> -7.8	M	> -8.2		
$L_{a,1}$	F	< 0.9	F	< 0.5			F	< 1.1	F	< 1.25		
$L_{a,2}$			M	> 0.9	F	> 1.35	F	> 1.1	M	?		
$L_{a,3}$			M	< 1.3								
$r_{sto,min}$	F	< 110			F	> 90	F	< 100	F	< 75		
$r_p$	F	< 2.2 $10^{12}$			F	< 2.10 <sup>12</sup>	F	< 2.10 <sup>12</sup>	F	< 3. $10^{12}$		
$h_{fc}$					F	< -130			M	< -120		
$\mu$									F	< 2 $10^{-4}$		
$\epsilon_f$	M	> 0.98							F	> 0.985		
Ass					M	> 0.0						
$\epsilon_s$	F	> 0.96							F	> 0.96		
Alaiv	F	> 1.2	F	> 1.15	M	> 1.3	F	> 1.3	M	> 1.2		
Azrpm					F	> 0.75	M	> 0.65				
Azrt												
Afdr					F	> 6800						
Lpmr											M	?

Tab. 5.4 : Paramètres "fortement" (F) et "moyennement" (M) sensibles et leurs gammes de variations privilégiées – Période 440-460 - Ordre 1

### 5.6.1.2 Sensibilité à l'ordre 2

Dans ce cas de figure, un nombre plus important de paramètres sensibles a été détecté par la méthode multicritère (Fig. 5.9), soit 18 au total dont 13 "fortement" et 5 "moyennement". De plus, 7 d'entre eux concernent les propriétés du sol ( $\theta_{s,1}$ ,  $h_{g,2}$ ,  $h_{g,3}$ ,  $K_{sat,2}$ ,  $K_{sat,3}$ ,  $L_{a,1}$  et  $L_{a,2}$ ), 6 les caractéristiques de la végétation ( $r_{sto,min}$ ,  $r_p$ ,  $h_{fc}$ ,  $\epsilon_f$ ,  $\epsilon_s$  et  $Alaiv$ ) et 5 la description du profil racinaire ( $Azrpm$ ,  $Azrt$ ,  $Apmr$ ,  $Lzrt$ ,  $Lfdr$ ). Les paramètres les plus influents trouvés à l'ordre 1 se retrouvent aussi à l'ordre 2. Il est particulièrement intéressant de noter, toujours en accord avec le contrôle de la transpiration et de la gestion de l'eau dans les couches profondes du sol, l'apparition des paramètres d'échelle  $h_{g,2}$  et  $h_{g,3}$ . Généralement, l'estimation de ces derniers se fait à partir des données expérimentales de teneur en eau volumique et de potentiel matriciel, qui ne sont pas toujours disponibles. Ainsi, les sensibilités relatives observées sur ces deux paramètres montrent clairement qu'il est alors possible de parvenir à leur étalonnage. D'un autre côté, les caractéristiques du profil racinaire sont cette fois fortement concernées. Les paramètres détectés ont une influence non négligeable sur l'extension verticale profonde du profil racinaire et par conséquent sur la régulation de la transpiration.

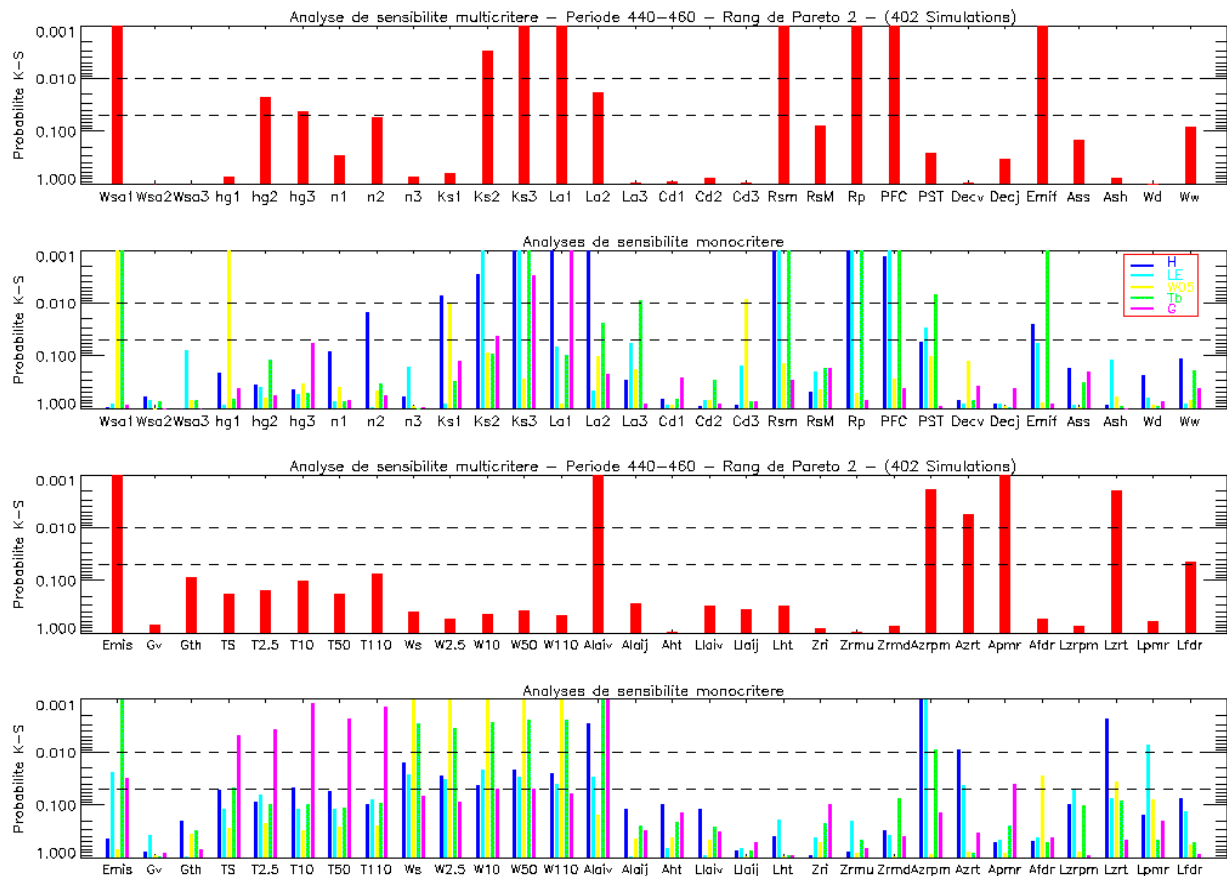


Fig. 5.9 : Sensibilité relative des paramètres du modèle SiSPAT-RS - Ordre 2 - Période 440-460

Le tableau (5.5) est l'équivalent à l'ordre 2 du tableau précédent. De manière générale, aucune contradiction n'a été constatée entre les deux tableaux, bien que les gammes de variation des paramètres communs aux deux ordres aient légèrement évolué. Comme on pouvait s'y attendre, les paramètres fortement sensibles ont cependant tendance à être moins "sélectif" au second ordre. En conséquence, leurs nouvelles gammes de variation associées sont un peu plus larges. Par exemple, les valeurs sur-échantillonnées de  $r_p$  sont désormais inférieures à  $2.2 \cdot 10^{12} \text{ s.m}^{-1}$  au lieu de  $2 \cdot 10^{12}$  au premier ordre. Ce fait est aussi observable sur le paramètre Alaiv.

Spécifiquement aux études monocritères, une nouvelle contradiction apparaît sur le paramètre  $L_{a,1}$  entre H et G. Celle-ci peut s'expliquer par une rétroaction de G sur H. En effet, lorsqu'on améliore G en favorisant les faibles  $L_{a,1}$ , la différence d'énergie se reporte essentiellement sur H, ce qui peut alors conduire alors à sa sur-estimation. D'un autre côté, la contradiction entre H et LE sur  $r_{sto,min}$  est quant à elle confirmée.

<b>Nom</b>	<b>Multicritère</b>	<b>Mono G</b>	<b>Mono H</b>	<b>Mono LE</b>	<b>Mono T<sub>b</sub></b>	<b>Mono <math>\theta_{05}</math></b>
$\theta_{s,1}$	F < 0.45				F < 0.44	F < 0.44
$h_{g,1}$						F [-1.3 ; -0.4]
$h_{g,2}$	M > -2.2					
$h_{g,3}$	M [-4.7 ; -3]					
$n_{B,2}$			M > 2.125			
$\log(K_{sat,1})$			F ?			F > -6.8
$\log(K_{sat,2})$	F > -7.9	M > -7.8	F > -7.2	F > -7.5		
$\log(K_{sat,3})$	F [-8.3 ; -6.7]	F > -8.5	F > -8.0	F > -8.3	F > -7.8	
$L_{a,1}$	F < 0.8	F < 0.7	F > 0.9			
$L_{a,2}$	M > 0.7		F > 1.0		M [0.7 ; 1.5]	
$L_{a,3}$					F > 1.0	
$C_{sec,3}$						F ?
$r_{sto,min}$	F < 100		F [80 ; 130]	F < 100	F < 80	
$r_p$	F < $2 \cdot 10^{12}$		F < $2.0 \cdot 10^{12}$	F < $2.2 \cdot 10^{12}$	F < $3.1 \cdot 10^{12}$	
$h_{fc}$	F < -145		F < -140	F < -135	F < -135	
$\mu$				M < $3.0 \cdot 10^{-4}$	F < $3 \cdot 10^{-4}$	
$\varepsilon_f$	F > 0.98		M ?		F > 0.98	
$\varepsilon_s$	F > 0.96	M ?		M ?	F > 0.96	
Alaiv	F > 1.25	F > 1.25	F > 1.1	M > 1.2	F > 1.3	
Azrpm	F > 0.65		F > 0.75	F > 0.7	F > 0.7	
Azrt	F > 1.65		F > 1.75	M > 1.7		
Apmr	F > 0.47	M > 0.5				
Afdr						M > 7500
Lzrt	M < $1.9 \cdot 10^{-4}$		F < $1.9 \cdot 10^{-4}$			M < $1.9 \cdot 10^{-4}$
Lpmr				F < $3 \cdot 10^{-4}$		
Lfdr	M < $1.5 \cdot 10^{-4}$					

Tab. 5.5 : Paramètres "fortement" (F) et "moyennement" (M) sensibles et leurs gammes de variations privilégiées – Période 440-460 - Ordre 2

### 5.6.2 Résultats sur la période 505-530

En accord avec ce qui a été présenté lors des tests sur le nombre de simulations, seuls les résultats obtenus à l'ordre 1 ont été étudiés sur cette période (du fait d'un trop grand nombre de simulations sélectionnées à l'ordre supérieur). Ceci ne peut s'expliquer que par un dysfonctionnement d'ensemble du modèle sur cette période, confirmé par la visualisation de l'espace des critères (Fig. 5.10). D'une part, la grande dispersion des points sélectionnés est révélatrice de la difficulté du modèle à représenter correctement et simultanément les 5 variables considérées dans cette étude. D'autre part, les fortes valeurs des RMSE témoignent de la difficulté du modèle à reproduire ne serait-ce qu'une seule de ces variables. Plus précisément, les RMSE minimales sont de l'ordre de  $90 \text{ W.m}^{-2}$  pour H,  $40 \text{ W.m}^{-2}$  pour G et LE,  $1.4 \text{ K}$  pour  $T_b$  et  $0.03$  pour  $\theta_{05}$ . Tout ceci est aussi en accord avec la visualisation de l'ensemble des simulations présentée sur la Figure (5.5). En fait à partir du jour d'expérimentation 518, deux événements successifs de précipitations précèdent l'installation progressive de la phase de sénescence du blé. Ces conditions climatiques et environnementales particulières expliquent en partie les difficultés rencontrées lors de la modélisation. Cette fin de période est très contrastée par rapport à la première moitié qui est plus caractérisée par un assèchement régulier du sol et un couvert bien développé. Afin d'exploiter au mieux les résultats de l'analyse de sensibilité, il semble plus judicieux de distinguer ces deux sous-périodes. Ainsi, les analyses de sensibilité ont alors été réalisées indépendamment sur les périodes (505-517) et (518-530).

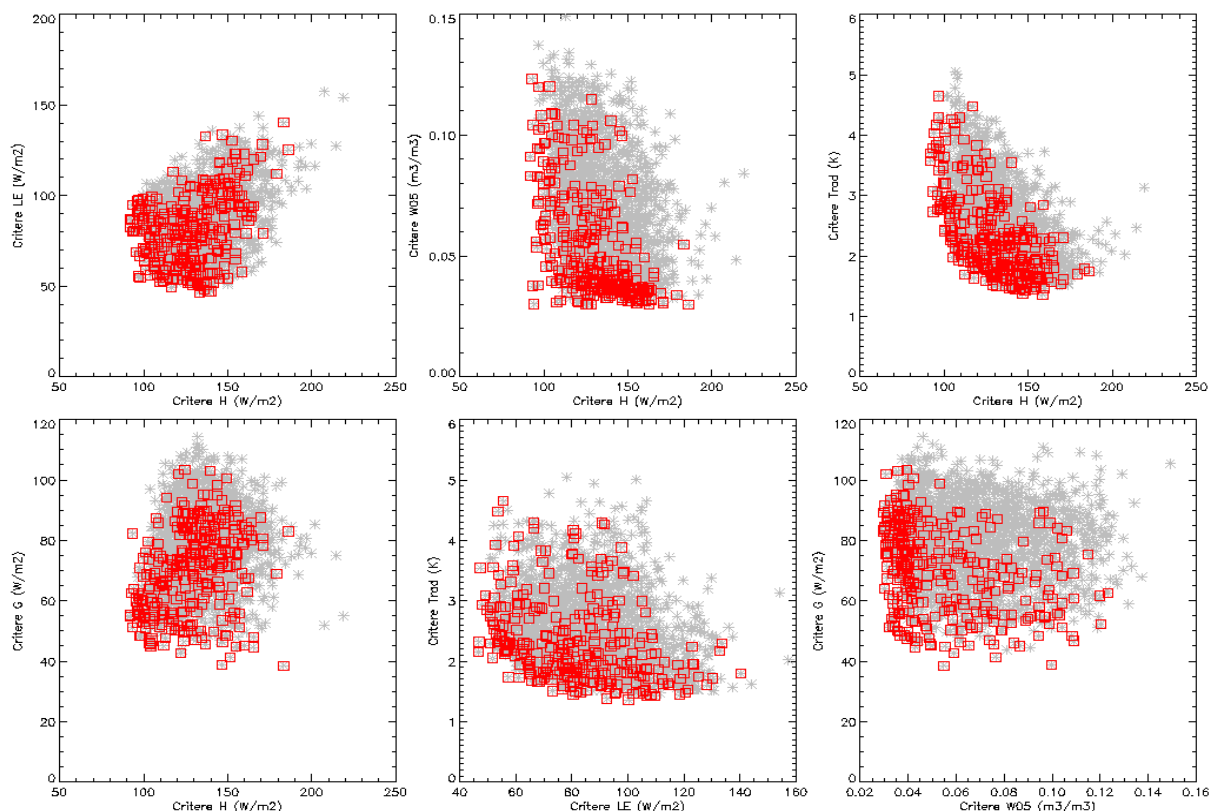


Fig. 5.10 : Sélection des simulations par la méthode du rangement de Pareto de rang 1 (carrés rouges) à partir des 2050 simulations (croix grises) réalisées sur la période 505-530

### 5.6.2.1 Sensibilité sur la sous- période 505-517

Sur cette première période, seulement 46 mesures de flux H et LE sur 130 possibles sont disponibles. Malgré cela, les critères H et LE ont quand même été pris en compte dans l'analyse de sensibilité. La visualisation de l'ensemble de Pareto obtenu (Fig. 5.11) montre une nette amélioration tout autant sur le nombre de simulations sélectionnées à l'ordre 1 (162 simulations, soit environ 8 %) que sur les RMSE associés à chacun des critères. Ces derniers sont désormais d'un ordre beaucoup plus faible que sur la période totale. Les valeurs minimales trouvées sont respectivement de 50, 40 et 45  $\text{W.m}^{-2}$ , 1.1 K pour H, LE, G et  $T_b$ . Par ailleurs, une valeur nulle est constatée pour  $\theta_{05}$ . La sélection réalisée conduit aussi à une dispersion des points plus limitée, ce qui est révélateur du meilleur fonctionnement d'ensemble du modèle SiSPAT-RS sur la période 505-517.

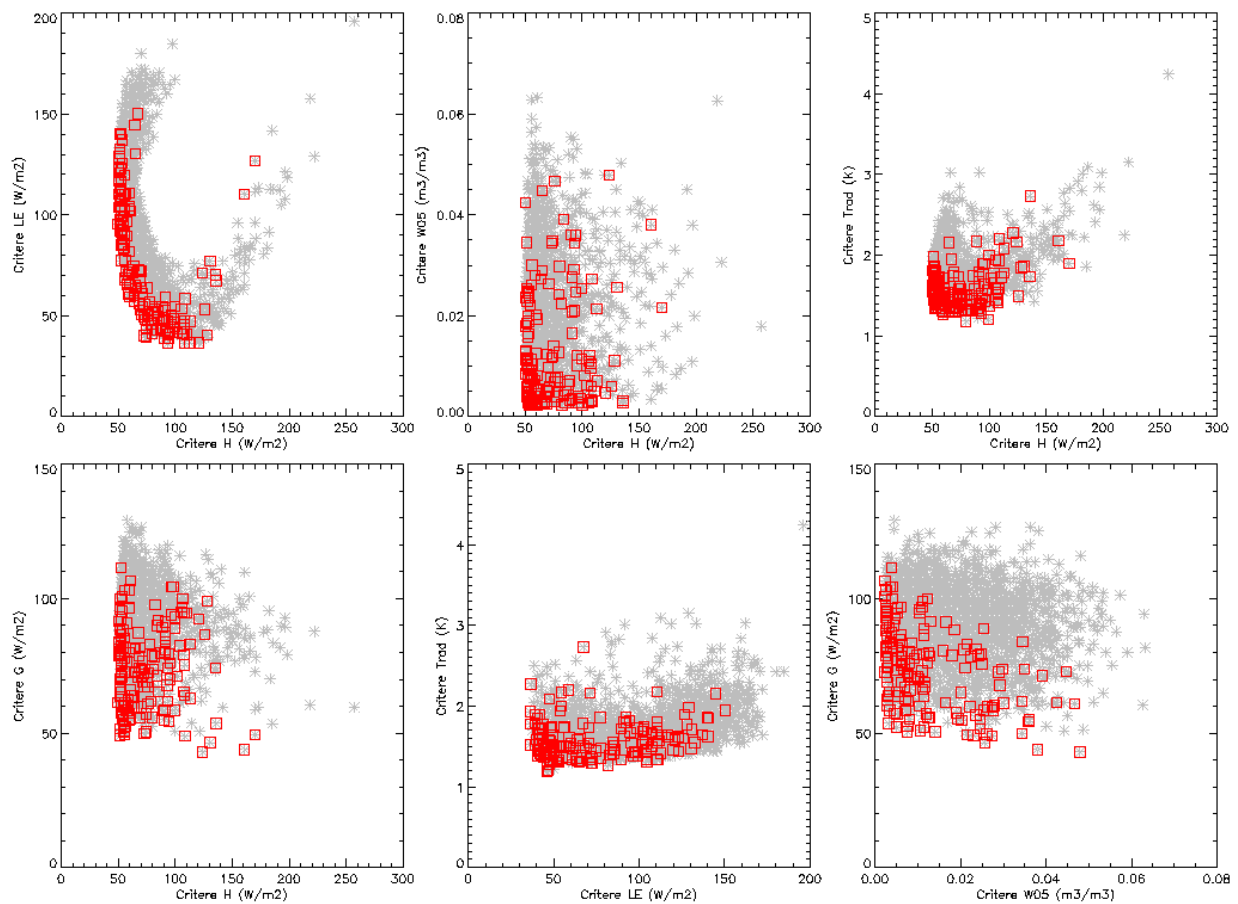


Fig. 5.11 : Sélection des simulations par la méthode du rangement de Pareto de rang 1 (carrés rouges) à partir des 2050 simulations (croix grises) réalisées sur la période 505-517

Au total, 13 paramètres sensibles ont été détectés par la méthode multicritère (Fig. 5.12), dont 9 "fortement" et 4 "moyennement". 7 d'entre eux concernent les propriétés du sol du premier et du troisième horizon ( $\theta_{s,1}$ ,  $\theta_{s,3}$ ,  $h_{g,1}$ ,  $h_{g,3}$ ,  $n_{B1}$ ,  $n_{B3}$ , et  $L_{a,1}$ ). La période considérée étant très sèche, la prédominance de ces paramètres "sol" semble cohérente. Dans ces conditions, la conductivité hydraulique à saturation a alors beaucoup moins d'impact que le

paramètre de forme  $n_B$ . Ce dernier affecte fortement la forme de la courbe de rétention dans le régime sec. Il intervient aussi dans le calcul du coefficient  $\eta$  de la conductivité hydraulique de Brooks et Corey (Eq. 3.) qui devient lui aussi prépondérant dans le régime sec. D'autre part, les paramètres des horizons 1 et 3 sont privilégiés car ils favorisent directement la gestion de l'humidité superficielle et des couches profondes du sol accessibles à la transpiration.

Les autres paramètres sensibles détectés contrôlent directement la régulation stomatique et la structure du couvert végétal ( $r_{sto,min}$ ,  $r_p$ ,  $\mu$ ,  $Alaiv$  et  $Llaiv$ ). Ce point est toujours en accord avec les résultats obtenus sur la période 440-460. De plus, le modèle semble aussi sensible aux conditions initiales en teneur en eau. Ce résultat est tout à fait cohérent avec l'état de sécheresse caractérisant cette période mais aussi avec le fait que la période de simulation ait été raccourcie.

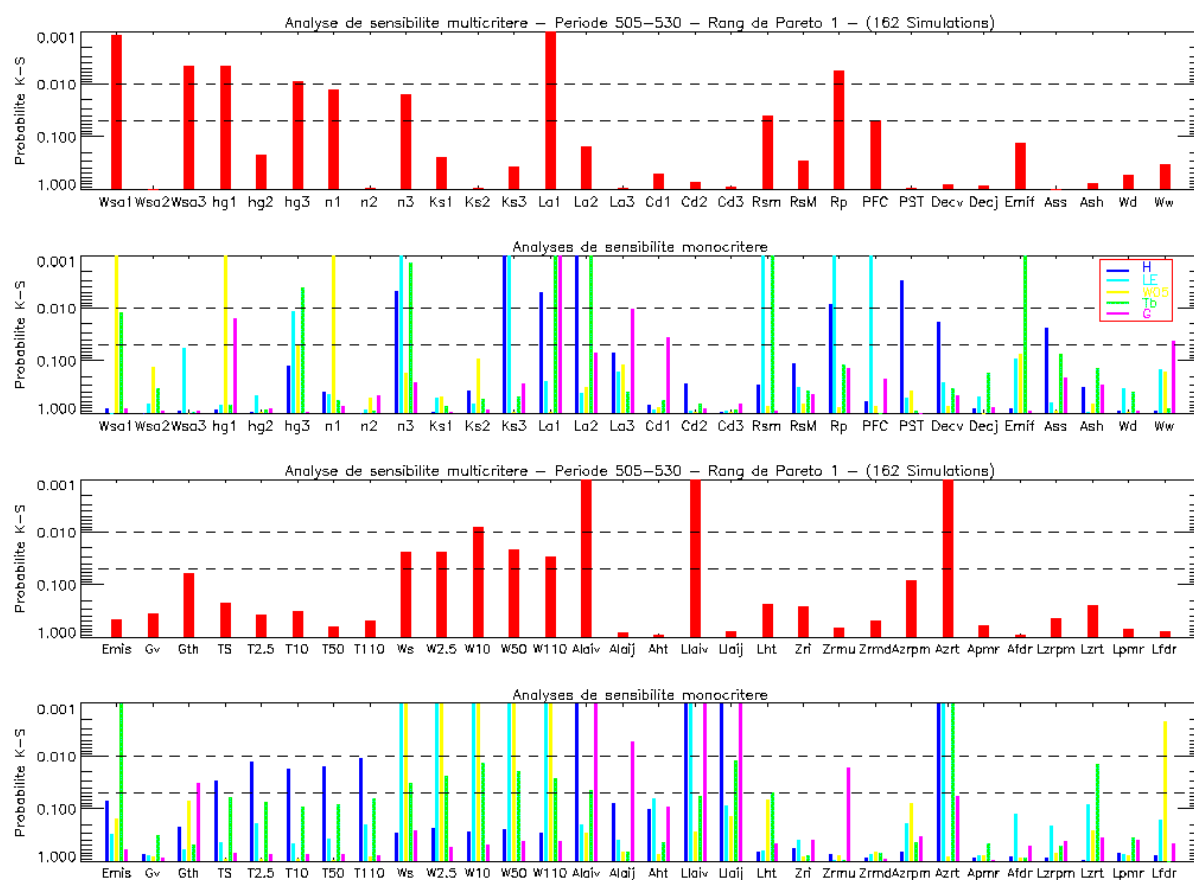


Fig. 5.12 : Sensibilité relative des paramètres du modèle SiSPAT-RS - Ordre 1 - Période 505-517

De manière plus spécifique aux études monocritères, beaucoup de paramètres sensibles ont été trouvés. L'interprétation de ces résultats est présentée à l'aide des résultats obtenus sur l'analyse des fonctions de distributions (Tab.5.6).

Concernant le flux de chaleur dans le sol  $G$ , ce dernier a tendance à être fortement surestimé sur toute la période. L'optimisation va alors privilégier les faibles valeurs de la conductivité thermique (faible  $L_{a,1}$  et  $L_{a,3}$ ) et la réduction de la part d'énergie radiative arrivant au sol. Dans ce dernier cas, il semble nécessaire de privilégier l'augmentation du coefficient d'interception (faible  $\alpha_{th}$ ) et de prendre en compte un couvert végétal bien développé (fort

Alaiv et faible Llaiv). La présence de racines au plus près de la surface (faibles valeurs de  $Z_{\text{rmu}}$ ) semble aussi bénéfique. Elle s'explique par une plus forte extraction racinaire dans les couches proches de la surface, ce qui par le biais de la chute d'humidité permet de diminuer encore un peu plus la conductivité thermique. Les autres sensibilités détectées semblent plus difficilement interprétables. Par exemple, une forte sensibilité est aussi observée pour les faibles valeurs de  $h_{g,1}$ . En agissant de la sorte sur ce paramètre et à potentiel matriciel constant, on augmente alors la teneur en eau du premier horizon. Ceci contribue à une plus forte évaporation du sol et par voie de conséquence à réduire la température de la surface du sol et  $G$ . Enfin, les faibles valeurs observées pour  $\theta_{ss}$  ne sont pas cohérentes car elles impliquent une diminution de l'albédo du sol, ce qui contribue alors à l'augmentation de  $G$ . Une possible explication repose sur le fait que le flux  $G$  est systématiquement sous-estimé en fin d'après midi.

Concernant le flux d'évapotranspiration, la surface du sol étant très sèche, la seule solution possible pour reproduire les données expérimentales est d'augmenter la transpiration de la végétation. Dans ce sens, il est ensuite nécessaire de diminuer fortement la valeur de la résistance stomatique (faibles valeurs de  $r_{\text{sto,min}}$ ,  $r_p$ ,  $h_{fc}$  et Llaiv), d'augmenter la profondeur maximale des racines (fortes valeurs de  $Azrt$ ) et de faciliter les remontés capillaires des couches les plus profondes (fortes valeurs de  $\log(K_{\text{sat},3})$  et  $h_{g,3}$ ). Il est important de noter que la majeure partie de ces actions se retrouve aussi dans les résultats de l'analyse monocritère de la température de brillance. Il semblerait donc que cette dernière soit principalement reliée à la contribution de la végétation. Cette observation est cohérente avec les valeurs moyennes de OAI vert sur cette période qui, malgré une forte décroissance régulière (de 2 à 0.9), restent suffisamment fortes sur cette période. La présence d'une couche de feuilles jaunes (qui on le rappelle ne transpire pas) semble être par contre un élément indésirable sur cette période de simulation (fortes valeurs de Llaij) ; cette dernière ayant pour effet d'augmenter la valeur de la température effective des feuilles  $T_v$ .

Concernant  $H$ , il semblerait que les meilleurs jeux de paramètres qui optimisent sa modélisation, soient ceux qui permettent de limiter la transpiration du couvert. En effet, beaucoup de paramètres sensibles sur LE agissent de manière opposée sur  $H$  (fortes valeurs de  $r_p$  et  $\mu$  ; faibles valeurs de  $n_{B,3}$ ,  $\log(K_{\text{sat},3})$  et  $Azrt$ ). Une autre voie possible est fortement reliée à la diminution de  $G$  et ainsi permettre l'augmentation de la contribution du sol  $H_s$ . Par conséquent, plusieurs paramètres sensibles sur  $G$  et  $H$  agissent dans le même sens ( $L_{a,1}$ , Alaiv, Llaiv et Llaij). L'observation en parallèle du rayonnement net simulé indique une sous-estimation systématique sur cette période. Cet élément, combiné à la sur-estimation de  $G$ , montre alors clairement qu'une part importante d'énergie devrait être répartie entre  $H$  et LE. Ceci explique alors les contradictions obtenues dans les études monocritères de  $H$  et LE.

Enfin, l'humidité superficielle est contrôlée par les paramètres hydrodynamiques du premier horizon. L'association de faibles valeurs de  $\theta_{s,1}$  avec de fortes valeurs de  $h_{g,1}$  et  $n_{B1}$  permettent de réduire la teneur en eau dans les 5 premiers centimètres du sol. Il est aussi important de noter que les conditions initiales en teneur en eau ont aussi un fort impact sur sa simulation. Ce résultat est d'autant plus logique que la période d'étude est courte.



<u>Nom</u>	<u>Multicritère</u>		<u>Mono G</u>		<u>Mono H</u>		<u>Mono LE</u>		<u>Mono T<sub>b</sub></u>		<u>MonoW<sub>05</sub></u>	
$\theta_{s,1}$	F	< 0.47							F	< 0.47	F	< 0.44
$\theta_{s,3}$	F	< 0.39										
$h_{g,1}$	F	> -0.5	M	< -1.2							F	> -0.7
$h_{g,3}$	F	> -3.5					M	> -3.6	F	> -3.6	M	> -3.7
$n_{B,1}$	M	> 2.14									F	> 2.14
$n_{B,3}$	M	> 2.132			F	< 2.125	F	> 2.13	F	> 2.125		
$\log(K_{sat,3})$					F	< -8.4	F	> -7.8				
$L_{a,1}$	F	< 0.7	F	< 0.6	F	< 1.0			F	< 0.8		
$L_{a,2}$					F	> 0.9			F	< 0.9		
$L_{a,3}$			M	< 1.0								
$C_{d,1}$			M	?								
$r_{sto,min}$	M	< 90					F	< 100	F	< 100		
$r_p$	F	< 2 10 <sup>12</sup>			F	> 2 10 <sup>12</sup>	F	< 2 10 <sup>12</sup>				
$h_{fc}$	M	< -145					F	< -140				
$\mu$					F	> 310 <sup>-4</sup>						
Decv					M	?						
$\varepsilon_f$									F	> 0.975		
Ass					M	> 0						
$\theta_{ss}$			M	< 0.2								
$\varepsilon_s$									F	> 0.965		
$\alpha_{th}$			M	< 0.81								
Alaiv	F	> 2.1	F	> 2.1	F	> 2.1			M	?		
Alaij			F	> 1.35								
Llaiv	F	< 2.7 10 <sup>-3</sup>	F	< 2.8 10 <sup>-3</sup>	F	< 3.1 10 <sup>-3</sup>	F	< 3 10 <sup>-3</sup>				
Llaij			F	< 1.2 10 <sup>-2</sup>	M	< 1.2 10 <sup>-2</sup>			M	> 1.1 10 <sup>-2</sup>		
Zrmu			F	< 4.5 10 <sup>-2</sup>								
Azrt	F	> 1.85			F	< 1.8	F	> 1.75	F	> 1.8		
Lzrt									M	< 1.6 10 <sup>-4</sup>		
Lfdr											M	< 1.4 10 <sup>-4</sup>

Tab. 5.6 : Paramètres "fortement" (F) et "moyennement" (M) sensibles et leurs gammes de variation privilégiées – Période 505-517 - Ordre 1

### 5.6.2.2 Sensibilité sur la sous-période 517-530

Sur cette période, la méthode du rangement de Pareto isole 315 simulations à l'ordre 1 (soit 15 % des simulations). Les tendances observées lors du "pré-traitement" de la période entière 505-530 quant à la dispersion des points et aux fortes valeurs de RMSE sont alors confirmées sur cette fin de période (Fig. 5.12). Il est particulièrement important de noter que les RMSE sur H sont toujours supérieurs à 100W.m<sup>-2</sup>.

L'analyse multicritère indique 11 paramètres sensibles dont 9 "fortement" et 2 "moyennement". Les paramètres concernés sont  $\theta_{s,1}$ ,  $h_{g,1}$ ,  $n_{B,1}$ ,  $L_{a,1}$  et Ash pour le sol et  $\varepsilon_f$ , Alaiv, Alaij, Aht, Llaiv et Lpmr pour la végétation et les racines. De manière générale, le premier horizon du sol et la structure du couvert sont toujours fortement concernés. De plus, les paramètres caractérisant le troisième horizon du sol disparaissent en accord avec la faible transpiration observée sur cette période. Enfin, la couche de végétation jaune a désormais un

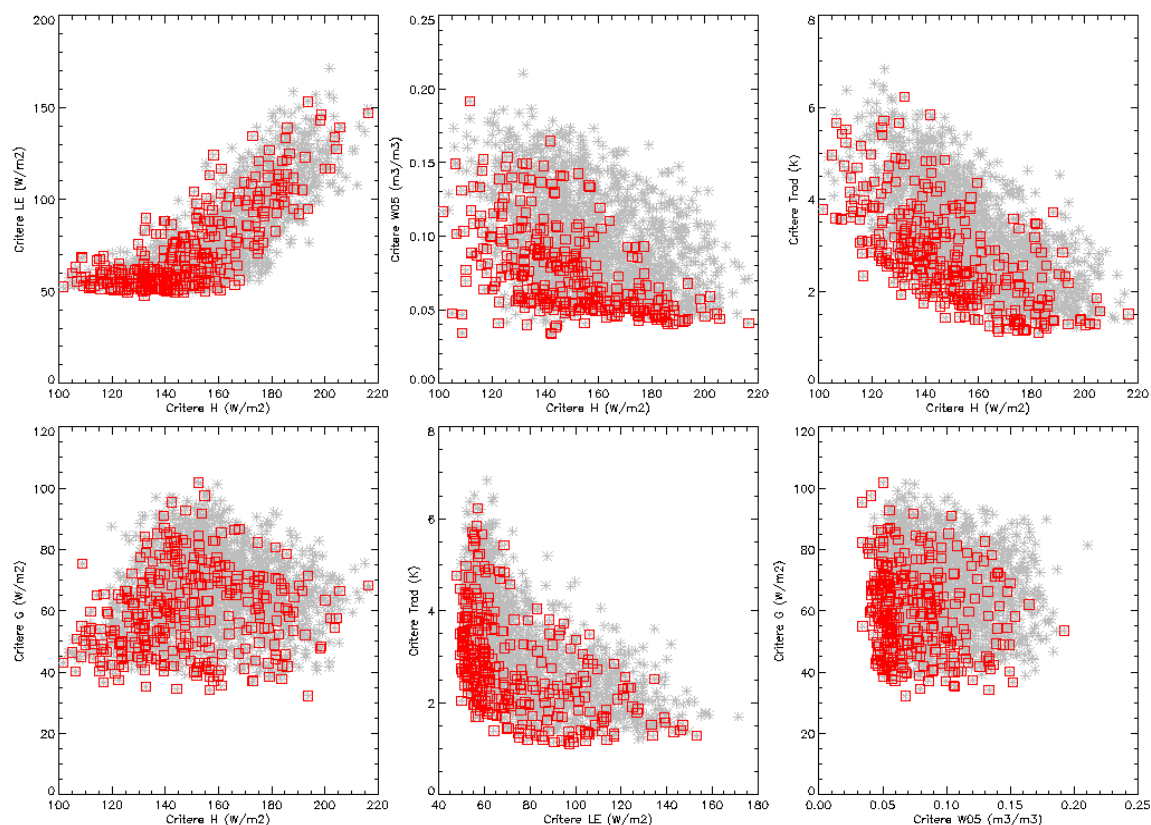


Fig. 5.13 : Sélection des simulations par la méthode du rangement de Pareto de rang 1 (carrés rouges) à partir des 2050 simulations (croix grises) réalisées sur la période 518-530

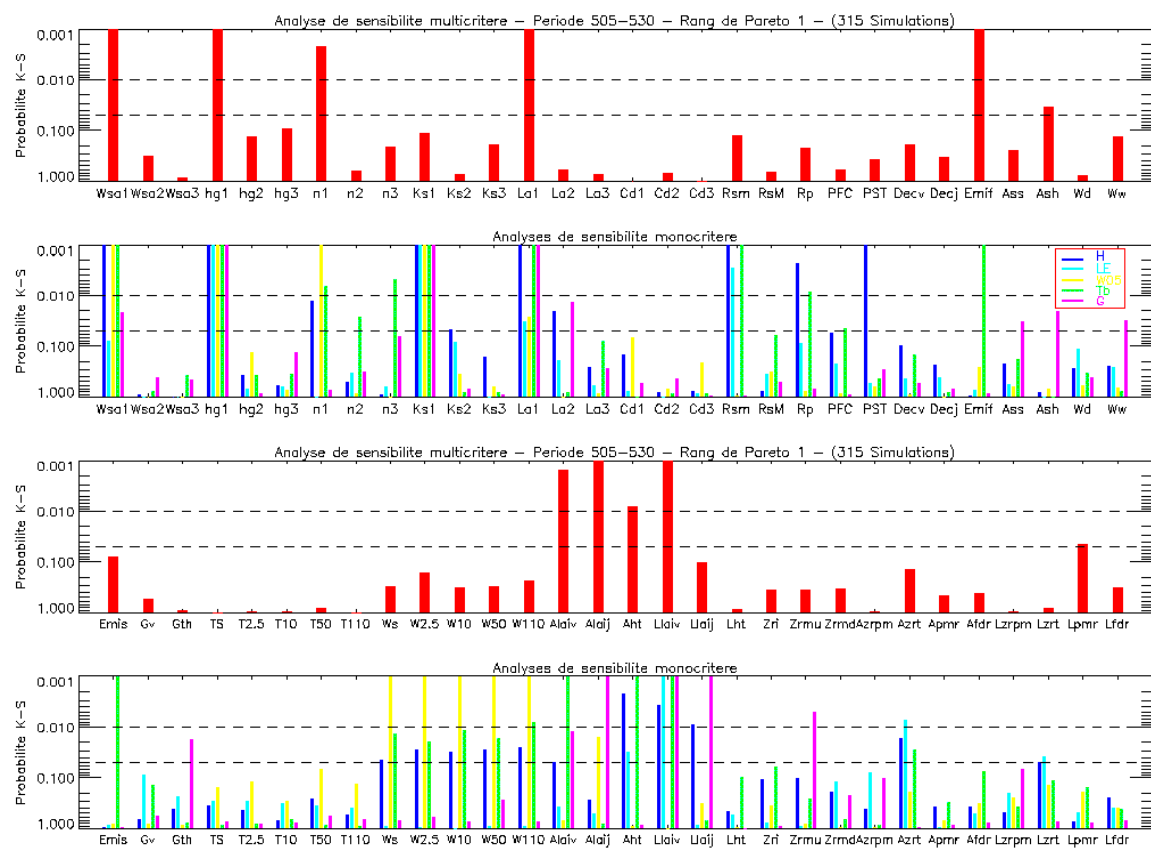


Fig. 5.14 : Sensibilité relative des paramètres du modèle SiSPAT-RS - Ordre 1 - Période 518-530

impact plus significatif sur la modélisation. Ceci s'explique par un OAI jaune qui atteint sa valeur maximale au jour 523.

L'analyse des gammes de variation des paramètres sensibles (Tab. 5.7) témoigne pleinement des difficultés rencontrées par la modélisation. On observe sur cette période un maximum de contradictions et qui ne sont pas toujours facilement interprétables.

La majorité des paramètres sensibles sur le simple critère G sont communs à ceux trouvés sur la première moitié de la période. Ainsi, on retrouve les mêmes sens de variations pour les paramètres  $h_{g,1}$ ,  $L_{a,1}$ ,  $\alpha_{th}$ ,  $Alaiv$ ,  $Llaiv$ ,  $Z_{rmu}$ . La sensibilité observée aux faibles  $\theta_{ss}$  est confirmée, ce qui s'oppose (tout du moins dans la journée) cette fois aux décalages positifs nécessaires sur les spectres d'albédo du sol sec et du sol humide. Par ailleurs, la modélisation d'une couche de végétation jaune bien développée (fortes valeurs de  $Ala_{ij}$  et faibles valeurs de  $Lla_{ij}$ ) représente un bon moyen de limiter le rayonnement qui arrive à la surface du sol. Les faibles valeurs de  $h_{g,1}$  sont toujours privilégiées mais en complément, une forte sensibilité aux fortes valeurs de la teneur en eau à saturation du premier horizon  $\theta_{s,1}$  est aussi observée. Ces points contribuent alors à une forte évaporation de la surface du sol.

D'un autre côté afin d'augmenter le flux H, il est alors nécessaire de limiter fortement la transpiration en jouant sur l'ensemble des paramètres de la résistance stomatique. En complément, il est important de garder un couvert bien développé afin de limiter au mieux G. Enfin, une nouvelle sensibilité apparaît sur la hauteur du couvert (fortes valeurs de  $Aht$ ). Celle-ci agit exclusivement sur le calcul de la hauteur de déplacement d et de la longueur de rugosité  $Z_0$ . En agissant de la sorte, la résistance aérodynamique au-dessus du couvert  $r_a$  diminue et inversement la résistance aérodynamique dans le couvert  $r_{as}$  augmente. Ceci affecte alors sensiblement les contributions "sol" et "végétation" des flux. Par ce procédé, il semble ainsi possible de donner une plus grande importance à  $H_v$  et une plus faible influence à l'évaporation du sol  $E_s$ .

Concernant LE, il semblerait que la plupart des simulations conduisent à sa surestimation. De ce fait, les sensibilités relatives aux paramètres contrôlant la régulation stomatique ont disparu ou ont été atténuées (valeurs intermédiaires de  $r_{sto,min}$ ). Ceci est en accord avec la faible transpiration observée sur cette période. Les très fortes valeurs de hauteur du couvert ont été fortement rejetées ( $Aht$ ). Peut être conduisaient-elles à une trop faible évaporation du sol ?

La température de brillance est toujours surestimée sur cette fin de période. Par conséquent, les moyens d'action sont alors d'augmenter fortement la transpiration de la végétation (fortes valeurs de  $Ala_{iv}$  et  $Aht$  ; faibles valeurs de  $r_{sto,min}$ ,  $r_p$  et  $h_{fc}$ ), d'augmenter les propriétés optiques du sol et de la végétation ( $\epsilon_f$  et  $\epsilon_s$ ). Les sens de variation trouvés sur  $\theta_{s,1}$  et  $n_{B,1}$  ne paraissent pas cohérents puisqu'ils contribuent à la réduction de l'évaporation du sol.

Enfin, les paramètres sensibles propres à l'humidité superficielle sont identiques à ceux trouvés sur la première moitié de la période et s'interprètent simplement par la très forte tendance à la surestimation observée.

<b>Nom</b>	<b>Multicritère</b>		<b>Mono G</b>		<b>Mono H</b>		<b>Mono LE</b>		<b>Mono T<sub>b</sub></b>		<b>Mono W<sub>05</sub></b>	
$\theta_{s,1}$	F	< 0.43	M	> 0.42	F	> 0.46			F	< 0.46	F	< 0.43
$\theta_{s,3}$												
$h_{g,1}$	F	> -0.5	F	< -1.5	F	> -0.6	F	> -0.7	F	< -1.1	F	> -0.3
$n_{B,1}$	F	> 2.14			M	?			F	> 2.135	F	> 2.133
$n_{B,2}$									M	?		
$n_{B,3}$									F	?		
$\log(K_{sat,1})$			F	> -6.0	F	< -7.8	F	< -7.9	F	> -6.5	F	> -6.5
$\log(K_{sat,2})$					M	> -6.8						
$L_{a,1}$	F	< 0.6	F	< 0.6	F	< 0.8	M	> 1.2	F	> 1.3	M	> 1.4
$L_{a,2}$			M	< 0.8	M	< 1.0						
$r_{sto,min}$					F	> 120	F	[50 ; 130]	F	< 80		
$r_p$					F	> 2 10 <sup>12</sup>			F	< 2 10 <sup>12</sup>		
$h_{fc}$					M	> -120			M	< -135		
$\mu$					F	> 3.5 10 <sup>-4</sup>						
$\epsilon_f$	F	> 0.975							F	> 0.975		
Ass			M	> 0.0								
Ash	M	> 0.02	M	> 0.0								
$\theta_{ss}$			M	< 0.21								
$\epsilon_s$									M	> 0.96		
$\alpha_{th}$			M	< 0.79								
Alaiv	F	> 2.1	M	> 2.1	M	> 1.9			F	> 2.1		
Alaij	F	> 1.45	F	> 1.5							M	> 1.4
Aht	F	> 0.68			F	> 0.67	M	< 0.75	M	> 0.68		
Llaiv	F	< 2.8 10 <sup>-3</sup>	F	< 3.2 10 <sup>-3</sup>	F	< 3.2 10 <sup>-3</sup>	F	> 3.1 10 <sup>-3</sup>	F	< 3 10 <sup>-3</sup>		
Llaij			F	< 1.2 10 <sup>-2</sup>	F	< 1.4 10 <sup>-2</sup>						
Zrmu			F	< 4.7 10 <sup>-2</sup>								
Azrt					M	< 1.7	F	< 1.8	M	> 1.7		
Lzrt					M	< 2.1 10 <sup>-4</sup>	M	< 2.0 10 <sup>-4</sup>				
Lpmr	M	< 2.7 10 <sup>-4</sup>										

Tab. 5.7 : Paramètres "fortement" (F) et "moyennement" (M) sensibles et leurs gammes de variation privilégiées – Période 518-530 - Ordre 1

### 5.6.3 Discussion sur les résultats

Il se dégage de l'ensemble de ces résultats que la méthode multicritère est particulièrement adaptée à la détection d'ensemble des paramètres sensibles du modèle. De manière générale, il a été observé que les paramètres sensibles détectés étaient ceux qui garantissaient le minimum de contradictions entre les sensibilités relatives obtenues par les analyses monocritères. D'autre part, il a aussi été observé que les paramètres sensibles varient suivant les conditions climatiques et environnementales et leurs mécanismes prépondérant associés. Dans ce sens, le choix des périodes temporelles de simulations s'est avéré performant.

D'un autre côté, les analyses monocritères apportent un surplus d'information sur des paramètres qui n'ont pas été détectés lors de l'analyse multicritère. Toutefois, il a aussi été

montré qu'elles pouvaient conduire à des situations difficilement interprétables. Ceci s'explique en partie par une perte importante d'information lors de la réalisation des simulations. Par exemple, après de forts événements de précipitations sur la dernière période, il aurait été particulièrement intéressant d'avoir accès à la quantité d'eau interceptée directement par la végétation et participant au ruissellement de surface. De plus, le détail relatif aux contributions "sol" et "végétation" des flux H et LE auraient aussi été d'un apport non négligeable en vue de l'interprétation des résultats. Par ailleurs, la conduite d'analyses relatives monocritères permet de déterminer l'ensemble des situations qui contribuent à l'amélioration de la variable considérée. Cependant, ces situations peuvent s'avérer irréalistes au sens multicritère. Ce risque semble d'autant plus grand pour un modèle à deux bilans d'énergie. Par exemple, dans le cas hypothétique d'une sous-estimation systématique observée du flux LE, il est possible d'augmenter fortement l'évaporation du sol ou la transpiration. Ces situations sont alors exprimées au travers des gammes de variations privilégiées sur les paramètres sensibles. Malheureusement ces deux situations peuvent en contrepartie conduire à la détérioration d'un autre critère. De ce point de vue, la conduite d'une analyse multicritère semble alors beaucoup plus réaliste puisqu'elle cherchera les situations qui contribuent à une amélioration simultanée de plusieurs variables.

Un dernier point concerne le principe même de l'approche multicritère par le rangement de Pareto. La technique de sélection propre à cette méthode conduit ainsi à isoler les simulations qui ne peuvent être jugées "meilleures les unes par rapport aux autres" au sens multicritère. Il est toutefois possible de réduire cet ensemble afin de s'affranchir des simulations qui appartiennent aux extrémités de l'ensemble de Pareto (cf. Fig. 5.1). Ces simulations peuvent apparaître plus douteuses dans le sens où elles fournissent un très bon résultat sur un critère et des plus mauvais sur les autres. Il serait alors particulièrement intéressant de vérifier qu'elles n'affectent pas les résultats des sensibilités relatives des paramètres. Ceci a particulièrement été testé dans la partie suivante. Toutefois dans une étape préliminaire, une autre technique de sélection a été testée sur les deux périodes de simulation. Elle a été basée sur l'attribution d'une valeur seuil à chaque critère individuel ; les simulations acceptables étant alors celles qui garantissaient simultanément les 5 conditions monocritères définies. Les résultats des études de sensibilité ont montré peu de différences majeures avec la méthode du rangement de Pareto, et ceci sur les deux périodes étudiées. Il n'a donc pas été jugé essentiel d'en présenter les résultats.

## **5.7 Analyse de sensibilité basée sur la prise en compte de 2 critères**

Dans cet autre contexte d'étude, les analyses de sensibilité ont été conduites sur les périodes de simulation 440-460 et 505-517 en considérant en tant que critère la température de brillance et l'humidité des 5 premiers centimètres du sol. La prise en compte d'uniquement deux critères conduit à des ensembles de Pareto composés de peu de simulations. Toutefois, en regard de la méthode statistique utilisée pour l'estimation des sensibilités relatives des paramètres, il est nécessaire de sélectionner un nombre suffisant de simulations et ainsi de choisir un rang seuil de Pareto relativement grand. De plus, une technique de seuillage a de plus été appliquée sur l'ensemble des simulations jugées acceptables, dans le but d'éliminer les simulations qui favorisent trop un critère au détriment de l'autre. Les valeurs des seuils ont été fixées *a priori*, mais toutefois dans un souci d'équité entre les deux critères. Des informations relatives à l'application de cette technique de sélection sont indiquées dans le tableau (5.8).

Période	440-460	505-517
Rang seuil de Pareto	14	15
Nombre de simulations retenues	342	310
Ecarts types seuil sur $T_b$ (K)	1.2	1.5
Ecarts types seuil sur $\theta_{05}$ ( $m^3.m^{-3}$ )	0.025	0.01
Nombre de simulations après seuillage	160	129

Tab. 5.8 : Informations sur la mise en place de la sélection par seuillage

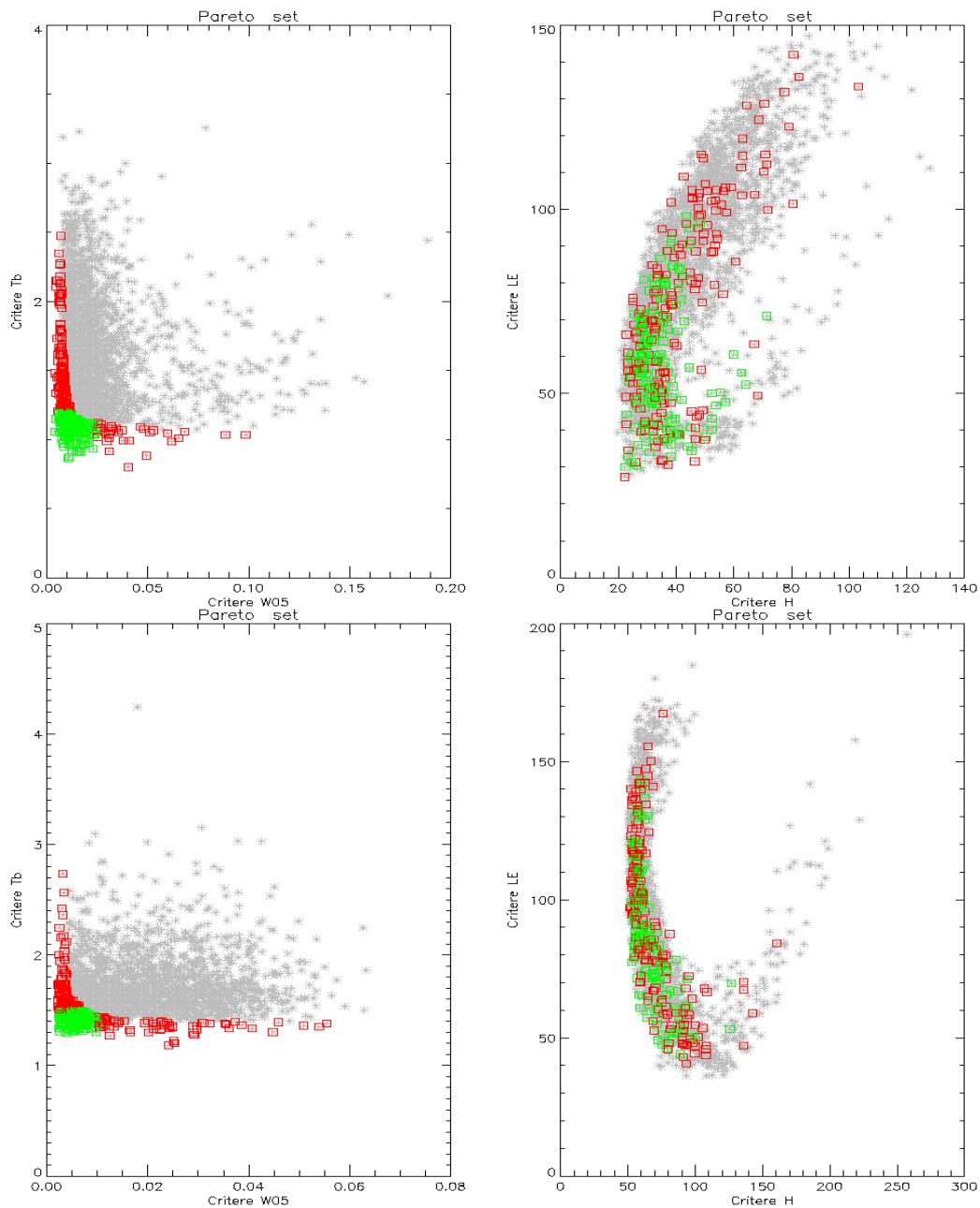


Fig. 5.15 : Sélection des simulations par la méthode classique du rangement de Pareto (carrés rouges et verts) et par la méthode combinée de Pareto et de Seuillage (carrés verts uniquement)  
Ligne du haut) : Période 440-460    Ligne du bas) : Période 505-517

La figure (5.15) montre, au travers de la représentation de l'espace des critères, les simulations qui ont été retenues par la méthode classique du rangement de Pareto (carrés rouges et verts) et par la méthode combinée du rangement de Pareto et du seuillage (carrés verts uniquement). Sur les sous-figures de droite, les RMSE obtenus sur les flux H et LE de ces simulations particulières ont été indiqués (code de couleur et de symbole équivalent). Il se dégage de ces sous-figures plusieurs points intéressants. Tout d'abord, la sélection classique de Pareto conduit quelle que soit la période à une forte dispersion des points sur les RMSE de H et LE. Toutefois sur la période 440-460, une densité de points plus importante est observée vers les faibles RMSE du flux LE. Cette constatation est encore plus vraie pour les simulations issues de la technique de sélection combinant rangement de Pareto et seuillage. Ceci s'explique par une forte corrélation entre  $T_b$  et LE sur la phase de développement de couvert végétal. Par conséquent, il semble que la prise en compte de ces critères se recoupe partiellement, ce qui est alors intéressant en vue d'un étalonnage du modèle à partir de la seule information de la télédétection. Cette tendance observée est moins prononcée sur la période 505-517. Les valeurs des RMSE sur LE indiquent même des valeurs proches d'environ  $140 \text{ W.m}^{-2}$  pour H et LE après application du seuillage. La forte sécheresse caractérisée sur cette période peut en partie expliquer la moindre corrélation observée entre  $T_b$  et LE. De ces deux exemples, il semble quand même préférable de mettre en œuvre une technique de sélection appliquant un seuillage après la phase de rangement du Pareto.

Les résultats des sensibilités relatives obtenues sur la période 440-460 (Fig. 5.16) indiquent 11 paramètres sensibles détectés, dont 9 "fortement" et 2 "moyennement". Par ailleurs, 5 d'entre eux concernent les propriétés du sol ( $\theta_{s,1}$ ,  $K_{sat,3}$ ,  $L_{a,1}$ ,  $L_{a,2}$  et  $\epsilon_s$ ), 5 les caractéristiques de la végétation ( $r_{sto,min}$ ,  $r_p$ ,  $h_{fc}$ ,  $\epsilon_f$  et  $Alaiv$ ) et 1 les caractéristiques du profil racinaire ( $Lzrpm$ ). Ces résultats sont globalement cohérents avec les résultats trouvés sur la même période par l'analyse de sensibilité 5 critères. Toutefois, une perte d'information a été constatée par rapport aux sensibilités relatives obtenues à l'ordre 2, notamment sur les paramètres  $h_{g,2}$  et  $h_{g,3}$  et certaines caractéristiques du profil racinaire ( $Azrpm$ ,  $Azrt$ ,  $Apmr$ ,  $Lfdr$ ). D'autre part, les gammes de variations (Tab. 5.9) n'indiquent aucune contradiction entre les diverses analyses de sensibilité réalisées sur cette période, ce qui se traduit par une réduction de gamme quasi identique par les deux types d'approche multicritères. Il a cependant été remarqué que les valeurs privilégiées de la résistance stomatique sont désormais légèrement plus faibles, du fait de la non prise en compte du critère sur le flux H dans l'analyse de sensibilité (qui induisait une contradiction avec les critères LE et  $T_b$ ).

Les résultats obtenus sur la période de simulation 505-517 (Fig. 5.17) indiquent quant à eux 14 paramètres sensibles, dont 8 "fortement" et 6 "moyennement". Encore une fois, on retrouve un nombre important de paramètres sensibles détectés lors de l'analyse de sensibilité avec 5 critères. Comme on pouvait s'y attendre, il s'agit principalement des paramètres qui agissent sur la température de brillance ( $r_{sto,min}$ ,  $Azrt$ ) ou sur l'humidité superficielle ( $\theta_{s,1}$ ,  $h_{g,1}$ ,  $n_{B,1}$ , ). D'un autre côté, une contradiction apparaît entre les résultats des deux analyses de sensibilité. Elle concerne les paramètres  $Alaiv$  et  $Llaiv$  dont les gammes de variations sont opposées pour ces deux études (cf. Tab. 5.6 et Tab. 5.9). Deux effets sont à l'origine de cette contradiction. D'une part, pour ce nombre de simulations (129 au lieu de 162 dans la première analyse), une sensibilité relative à ces deux paramètres apparaît sur le simple critère  $T_b$ . D'autre part, les critères G, H et LE étaient toutes les trois à l'origine de la sensibilité observée dans le précédent cas d'étude.

Enfin, une perte de sensibilité concernant particulièrement les paramètres de la courbe de rétention en eau a été observée. Une information sur ces paramètres reste cependant disponible dans les études monocritères. Il est important de noter que malgré les sensibilités

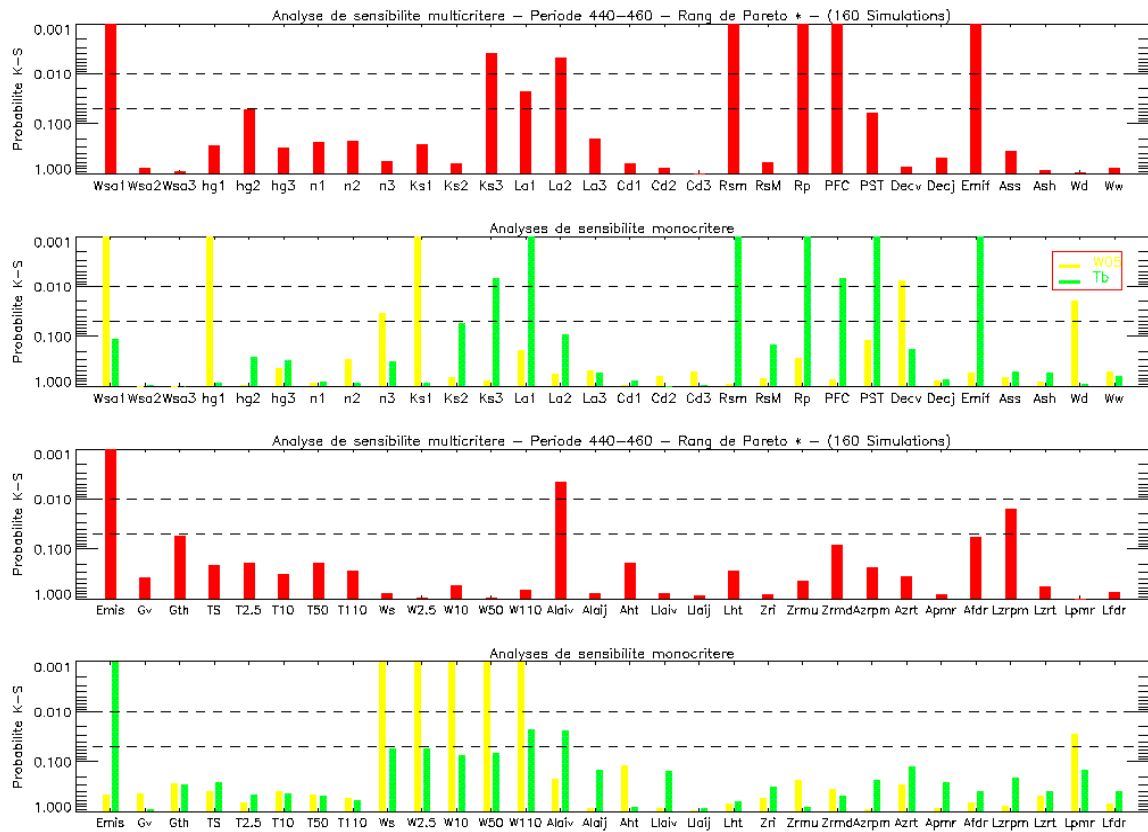


Fig. 5.16 : Sensibilité relative des paramètres du modèle SiSPAT-RS par technique de sélection de Pareto et de Seuillage - Période 440-460

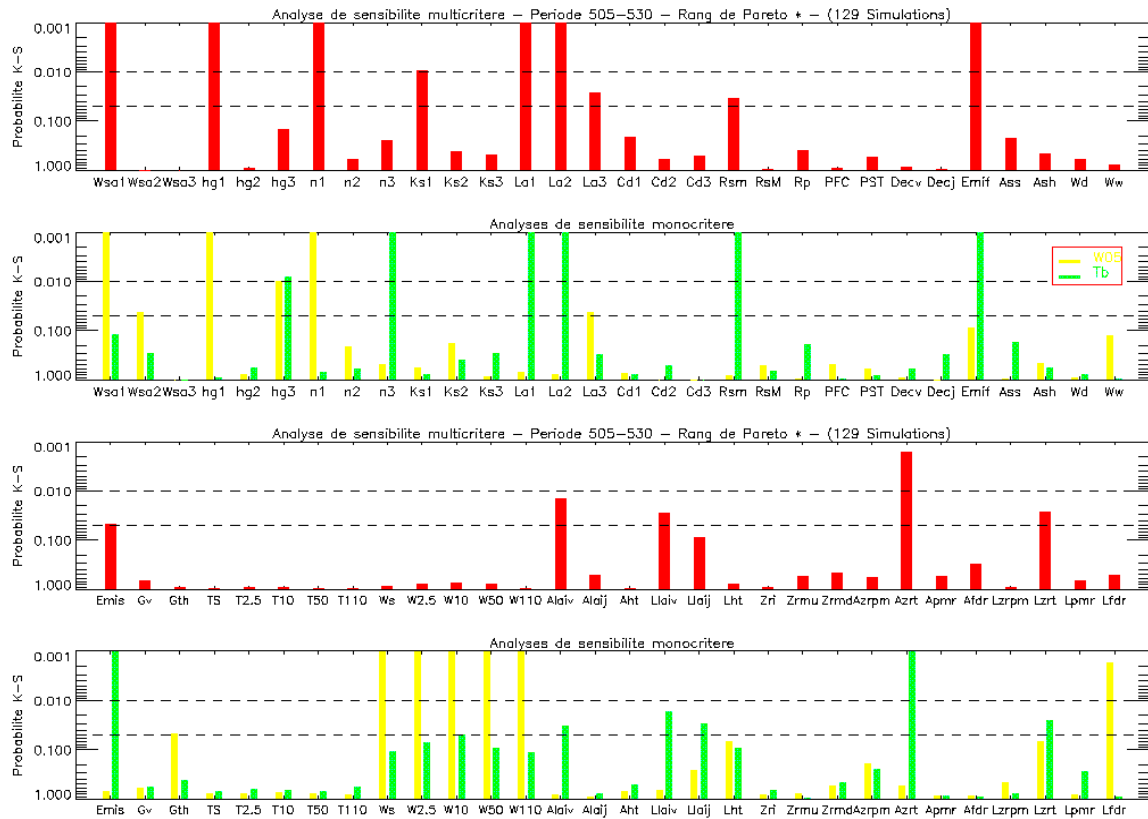


Fig. 5.17 : Sensibilité relative des paramètres du modèle SiSPAT-RS par technique de sélection de Pareto et de Seuillage - Période 505-517



relatives observées sur le paramètre  $h_{g,3}$  et les gammes de variations allant dans le même sens pour les deux études monocritères, aucune sensibilité à ce même paramètre n'est observée pour l'étude multicritère.

Nom	Période 440-460						Période 505-517					
	Multicritère		Mono $T_b$		Mono $\theta_{05}$		Multicritère		Mono $T_b$		Mono $\theta_{05}$	
$\theta_{s,1}$	F	< 0.45			F	< 0.45	F	< 0.45			F	< 0.45
$\theta_{s,2}$											M	?
$h_{g,1}$					F	< -0.5	F	> -0.8			F	> -0.7
$h_{g,3}$									F	> -3.5	M	> -3.2
$n_{B,1}$							F	> 2.132			F	> 2.135
$n_{B,3}$					M	> 2.125			F	> 2.13		
$\log(K_{sat,1})$					F	> -6.6	F	[-8 ; -7]				
$\log(K_{sat,3})$	F	> -8.0	F	> -7.7								
$L_{a,1}$	M	< 1.2	F	< 1.0			F	< 1.2	F	< 0.8		
$L_{a,2}$	F	< 1.1					F	< 1.1	F	< 0.8		
$L_{a,3}$							M	> 1.4			M	> 1.1
$r_{sto,min}$	F	< 80	F	< 70			M	< 100	F	< 100		
$r_p$	F	< 2 $10^{12}$	F	< 2 $10^{12}$								
$h_{fc}$	F	< -140	F	< -140								
$\mu$			F	< 2 $10^{-4}$								
Decv					F	< 0.0						
$\epsilon_f$	F	> 0.98	F	> 0.98			F	> 0.98	F	> 0.98		
$\theta_{sh}$					M	> 0.28						
$\epsilon_s$	F	> 0.96	F	> 0.96			M	> 0.96	F	> 0.96		
$\alpha_{th}$											M	< 0.85
Alaiv	F	> 1.2	M	> 1.25			M	< 2.3	M	< 2.0		
Llaiv							M	> 3.1 $10^{-3}$	M	> 3.1 $10^{-6}$		
Llaij									M	> 1.1 $10^{-2}$		
Azrt							F	> 1.75	F	> 1.85		
Lzrt							M	< 1.7 $10^{-4}$	M	< 1.6 $10^{-4}$		
Lzrpm	M	< 1.3 $10^{-4}$										
Lpmr					M	> 3.5 $10^{-4}$						
Lfdr											F	< 1.5 $10^{-4}$

Tab. 5.9 : Paramètres "fortement" (F) et "moyennement" (M) sensibles et leurs gammes de variation privilégiées – Cas de l'analyse de sensibilité sur deux critères

## 5.8 Conclusion du chapitre

De manière générale, tester la sensibilité d'un modèle représente une étape préliminaire indispensable en vue de son utilisation, et plus particulièrement de son étalonnage. Le modèle couplé SiSPAT-RS est un outil complexe prenant en compte plusieurs processus physiques couplés et reposant sur la prescription d'un grand nombre de paramètres. De ce fait, il s'est avéré indispensable de choisir une méthode d'analyse de sensibilité d'une part adaptée à ce type de fonctionnement et d'autre part relativement performante quant à l'estimation de ces paramètres en vue de l'étalonnage du modèle. La méthode retenue et appliquée dans le cadre de ce travail, repose sur une approche originale, basée notamment sur un échantillonnage des paramètres de type Monte Carlo et sur une analyse multicritère de la sensibilité des paramètres du modèle. Elle permet en outre de prendre en compte les interactions entre paramètres.

Dans un premier temps, les tests conduits alternativement sur le nombre de simulations et sur l'échantillonnage initial des paramètres, ont montré que la méthode était statistiquement robuste pour un nombre limité de simulations. Dans un second temps, l'analyse de sensibilité a été appliquée d'une part sur deux périodes de simulations très contrastées d'un point de vue climatique et environnemental et d'autre part dans deux contextes différents liés au choix des critères. Dans tous les cas de figure, la méthode a permis de dégager les paramètres les plus influents du modèle quant à la simulation simultanée des diverses variables pronostiques. En associant de plus cette méthode avec des analyses monocritères, il a aussi été possible d'augmenter le nombre d'informations et de réduire les gammes d'incertitudes associées à chacun des paramètres sensibles.

De manière spécifique à l'analyse de sensibilité 5 critères, les résultats obtenus sur la première période ont montré la très bonne cohérence du modèle à simuler simultanément l'ensemble de ces 5 variables pronostiques sur une phase de développement du couvert végétal. Les gammes de variation des paramètres ont pu en conséquence être réduites de manière optimale. Ce dernier point constitue ainsi un moyen d'action efficace en vue de l'étalonnage du modèle sur cette période. Sur la deuxième période, plus caractéristique de la phase de sénescence du couvert végétal, la conduite de l'analyse de sensibilité a permis en particulier de pointer l'incapacité du modèle à représenter simultanément les 5 variables pronostiques. Il a été montré que l'origine de ce dysfonctionnement ne pouvait être imputé à une méconnaissance des paramètres du modèle, mais plutôt à une modélisation non adéquate des processus et/ou à la qualité des données expérimentales. De ce point de vue, les analyses de sensibilité ont alors aussi totalement rempli leur rôle, puisqu'elles ont alors contribué à une analyse intrinsèque du fonctionnement du modèle. Par ailleurs sur cette période, il a aussi été constaté que la prise en compte d'une couche de feuilles jaunes semblait être un élément intéressant dans la modélisation de la sénescence du couvert végétal. Cette hypothèse sera particulièrement vérifiée dans le chapitre suivant qui concerne l'étalonnage et la validation du modèle.

Enfin, concernant les études de sensibilité à 2 critères, il a particulièrement été montré que l'application d'une technique de sélection combinant un rangement de Pareto avec un seuillage sur les RMSE permet de réduire les incertitudes quant à l'estimation des flux de surface H et LE. Dans l'ensemble, les résultats des sensibilités relatives des paramètres se sont avérés être relativement proches des résultats trouvés lors de l'analyse à 5 critères. Une légère

perte d'information a cependant été constatée sur les paramètres hydrodynamiques des couches de sol profondes et la description du profil racinaire. Enfin, comme on pouvait s'y attendre, il a aussi été particulièrement montré que la prise en compte mutuelle de la température de brillance et de l'évapotranspiration était relativement redondante sur des périodes où le fonctionnement hydrique du couvert végétal était fortement conditionné par la végétation.

# **Chapitre 6**

## **Etalonnage et validation du modèle SiSPAT-RS**

Suite aux analyses de sensibilité conduites sur le modèle SiSPAT-RS, les phases d'étalonnage et de validation ont été menées. Ce chapitre s'attachera à présenter ces deux nouvelles étapes. Ainsi dans un premier temps, un étalonnage manuel du modèle (§ 6.2) a été réalisé sur la parcelle 101 et sous trois scénarios différents quant à la connaissance expérimentale des propriétés du sol. Les règles déduites de cet étalonnage ont permis d'effectuer une validation du modèle sur une autre parcelle de blé (§ 6.3). Enfin, un étalonnage du modèle a été conduit à partir de la seule prise en compte de données de télédétection (§ 6.4). Par le biais d'une analyse d'incertitude, l'erreur du modèle liée à l'incertitude de ces paramètres a pu être ainsi estimée dans ce dernier contexte.

### **6.1 Introduction**

La phase d'étalonnage d'un modèle consiste à déterminer le jeu de paramètres qui fournit les meilleurs résultats de simulation par rapport à un ensemble d'observations. Généralement, la technique la plus couramment utilisée, du fait de sa simplicité de mise en œuvre, est celle dite "d'étalonnage manuel". Elle consiste à faire varier les paramètres un par un jusqu'à obtenir la meilleure représentation des variables simulées. Le jugement porté quant à l'amélioration des résultats de simulations est réalisé par visualisation graphique des trajectoires du modèle et/ou par évaluation d'un estimateur statistique. Dans le chapitre précédent, nous avons vu en quoi la conduite d'analyses de sensibilité favorisait la détection et l'estimation des paramètres les plus influents sur la simulation. Cependant, les nouveaux intervalles de variation trouvés sur les paramètres sensibles demeurent encore relativement larges et il est nécessaire de procéder à plusieurs essais avant d'isoler la combinaison satisfaisante. Cette étape requiert généralement beaucoup de temps et tout le savoir faire du modélisateur, pour au final un résultat qui reste partiellement subjectif. En fait, en agissant de manière successive sur un paramètre et en imposant une priorité sur l'ordre d'action des paramètres, il s'avère impossible de sonder l'espace complet des solutions. Il est alors possible de sélectionner un jeu de paramètre qui conduit à un minimum local de la fonction critère. Ceci est par ailleurs d'autant plus vrai que le modèle comporte un grand nombre de paramètres qui ne sont pas toujours indépendants les uns des autres. Il découle de tout ceci que le jeu de paramètres isolé ne correspond généralement pas à la solution optimale.

Afin d'isoler formellement cette solution optimale, plusieurs techniques d'optimisation de paramètres ont été développées au cours des deux dernières décennies, notamment au sein de la communauté des hydrologues qui utilisent des modèles hydrologiques conceptuels. La spécification des paramètres dans de tels modèles reste délicate car la plupart d'entre eux ne sont pas directement accessibles par la mesure (Gupta et al., 1999). Par ailleurs, les hydrologues sont aussi confrontés à des problèmes d'hétérogénéité spatiale des mesures expérimentales. Typiquement, ces modèles fonctionnent à l'échelle du bassin versant alors que les données expérimentales sont représentatives d'une échelle locale. Ce dernier problème se retrouve communément à toute modélisation physique. Celle-ci repose en général sur des lois physiques qui sont établies à l'échelle microscopique mais qui sont appliquées à des échelles plus grandes. Ceci se traduit d'une part par la nécessité de paramétrer les processus étudiés et, d'autre part, par une perte du sens "physique" des paramètres qu'il devient nécessaire de caler.

Les techniques d'optimisation sont en principe conçues autour de trois éléments majeurs, à savoir : (1) la fonction critère, dite aussi fonction coût ou de mérite, (2) l'algorithme d'optimisation et (3) la condition d'arrêt. En accord avec ce qui a été vu précédemment, la fonction critère permet d'estimer la différence entre les observations et les sorties du modèle. Celle-ci peut être définie soit en termes de "moindres carrés" (minimisation de la fonction critère) soit en termes de "maximum de probabilité" (maximisation de la fonction critère). La première solution est communément appliquée, généralement par simple utilisation du RMSE (Eq. 5.1). Il est aussi possible d'attribuer des poids respectifs à chaque variable observée (fonction des moindres carrés pondérés), ce qui permet notamment de relativiser l'impact des observations jugées les plus incertaines. L'algorithme d'optimisation représente quant à lui la procédure logique qui permet l'exploration de l'espace des paramètres et la recherche de la solution optimale. Généralement, on distingue les stratégies de recherche locale des stratégies de recherche globale (Sorooshian et Gupta, 1993). Les premières sont plus appropriées à la recherche du minimum de fonctions unimodales. Elles sont basées sur le choix d'une direction de recherche et sur un déplacement parcouru dans cette direction. La méthode la plus couramment utilisée est la méthode dite du Simplex (Nelder et Mead, 1965). Cette dernière a le principal avantage d'être relativement simple à mettre en œuvre. L'évolution des paramètres repose uniquement sur des considérations géométriques. Une autre méthode locale classique est la méthode dite du gradient. Dans ce cas, les paramètres sont incrémentés simultanément, l'objectif étant de se déplacer dans l'espace des paramètres dans la direction donnant le maximum de variation.

L'application d'une méthode d'optimisation locale dans un schéma de surface peut s'avérer problématique, du fait du caractère fortement non linéaire de ce dernier. Ceci se traduit généralement sur la fonction critère par la présence de plusieurs minimums locaux. Les techniques locales permettent la détermination de l'un d'entre eux, et plus particulièrement celui qui est le plus proche de l'espace de paramètres utilisé au départ de la procédure. Les méthodes globales sont plus particulièrement adaptées à cette contrainte puisqu'elles sont principalement dévolues à la recherche du minimum des fonctions multi-modales. De ce fait, elles sont aussi généralement plus complexes. Pour information, nous indiquerons que ces méthodes peuvent être basées sur des approches déterministes, stochastiques ou combinées déterministes-stochastiques. Les techniques stochastiques sont particulièrement utilisées en hydrologie (Sorooshian et Gupta, 1993). Par exemple, la méthode de recherche aléatoire (traduction littérale de "Random Search Method" en anglais) se base sur un échantillonnage des paramètres de type Monte Carlo et sur la contraction progressive de l'espace des paramètres. Duan et al. (1992) ont particulièrement montré la faible efficacité de cette méthode sur un modèle hydrologique simple, et ceci malgré un très grand nombre de simulations réalisées. Les méthodes combinées associent quant à elles les potentialités des

méthodes stochastiques avec une technique de recherche locale (donc déterministe). Ceci permet de faire évoluer simultanément un ensemble de simulations afin de déterminer tous les minimums locaux (Duan et al., 1993). Dans ce contexte, l'algorithme MODCOM-UA (Yapo et al., 1997) combine les caractéristiques de la méthode du Simplex avec une technique d'évolution complexe stochastique des simulations. La principale originalité de cet algorithme est en outre d'exploiter les potentialités de l'approche multicritère. Ainsi, basé sur l'idée qu'il est difficile d'isoler un seul jeu de paramètres garantissant une amélioration simultanée de tous les critères, cet algorithme s'attache à déterminer l'ensemble complet des simulations de Pareto d'ordre 1.

Au cours de ce travail, aucune procédure d'optimisation automatique de paramètres n'a été utilisée. Du fait, du nombre important de paramètres et de leur dépendance, il s'avèrerait indispensable dans ce cadre de mettre en place une technique d'optimisation globale dans le modèle SiSPAT-RS. L'apport d'un algorithme du type de MODCOM-UA s'avèrerait particulièrement intéressant, puisqu'il permet de parvenir à un étalonnage des paramètres sur plusieurs critères.

Cependant, l'étalonnage du modèle a été réalisé sous deux approches différentes. Ainsi dans un premier temps, une technique d'étalonnage manuel a été mise en oeuvre sur la période complète de simulation (398-542) de la parcelle 101 (§ 6.2). Dans ce cadre, trois scénarios liés à la connaissance des propriétés du sol ont été définis ; l'objectif étant d'appréhender pleinement les capacités du modèle dans un contexte où la disponibilité des mesures expérimentales est dans un premier temps maximale, puis progressivement réduite. En outre, ceci doit permettre d'établir les règles d'étalonnage qui seront appliquées lors de la validation du modèle couplé à l'échelle de la parcelle (§ 6.3). Dans un second temps, une méthode d'étalonnage a été réalisée sur la période de simulation 440-460 à partir de la seule information accessible par télédétection (§ 6.4) ; l'objectif étant d'une part d'appréhender le futur apport de MODCOM-UA dans ce même contexte et d'autre part de quantifier l'erreur du modèle liée à l'incertitude sur les paramètres. Ceci a été notamment réalisé par le biais d'une méthode d'étalonnage stochastique itérative.

## **6.2 Etalonnage manuel du modèle**

### **6.2.1 Présentation générale des trois scénarios d'étalonnage**

Avant de présenter les trois scénarios, une attention particulière est portée sur la terminologie qui sera utilisée par la suite. En accord avec Sorooshian et Gupta (1993), il sera considéré par la suite que les paramètres "spécifiés" sont fixés à une valeur à partir de diverses considérations (mesures, études bibliographiques, fonctions de pédotransfert ...) et que les paramètres "ajustés" sont déterminés par une procédure d'optimisation, et par conséquent fixés à une valeur qui conduit à la meilleure amélioration possible de la simulation.

Dans les deux premiers scénarios, les paramètres caractéristiques de la courbe de rétention ont été considérés comme non ajustables et leur spécification s'est totalement appuyée sur les données expérimentales. Les différences entre les deux scénarios proviennent de la modélisation de la colonne sol. Dans le premier scénario, la description a été totalement

déduite des mesures et par conséquent 4 horizons de sol ont été considérés (cf. Tab 4.5). Ce scénario a ainsi permis d'appréhender les performances du modèle couplé dans le cas le plus favorable (maximum d'observations). Dans le second scénario, une dégradation des propriétés sol a alors été induite par la seule prise en compte des 3 premiers horizons. La conduite de ce scénario a surtout servi de transition vers le troisième scénario. Dans ce dernier scénario, la description du sol a aussi été modélisée par 3 horizons, mais cette fois les paramètres caractéristiques de la courbe de rétention ont été supposés inconnus. De ce fait, leur spécification a alors été déduite des gammes de variations des analyses de sensibilité. Il est important de noter qu'aucune procédure d'optimisation n'a été menée sur ces paramètres. Ils ont été simplement spécifiés à des valeurs incluses dans leurs gammes de variations privilégiées. L'objectif de ce scénario étant alors de savoir s'il est possible d'étalonner correctement un modèle basé sur une résolution des transferts couplé de chaleur et de masse, sans information *a priori* sur les paramètres hydrodynamiques.

Dans un souci d'intercomparaison des trois scénarios, les OAI et les profondeurs caractéristiques du profil racinaire ont été considérés comme des paramètres fixes déterminés expérimentalement. Les résultats obtenus sur l'ensemble des variables simulées ont été évalués graphiquement et statistiquement. Dans ce dernier cas, le biais B, le RMSE et l'efficacité E ont été particulièrement utilisés. Leurs expressions sont respectivement rappelées ci-dessous :

$$B = \bar{y}_{\text{mod}} - \bar{y}_{\text{obs}} \quad (\text{Eq. 6.1})$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (y_{i \text{ mod}} - y_{i \text{ obs}})^2} \quad (\text{Eq. 6.2})$$

$$E = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_{i \text{ mod}} - y_{i \text{ obs}})^2}{\sum_{i=1}^n (y_{i \text{ obs}} - \bar{y}_{\text{obs}})^2} \quad (\text{Eq. 6.3})$$

où  $\bar{y}_{\text{mod}}$  et  $\bar{y}_{\text{obs}}$  sont les moyennes des simulations et des observations, n le nombre de mesures disponibles et  $y_{i \text{ mod}}$  et  $y_{i \text{ obs}}$  les valeurs ponctuelles de la grandeur simulée et observée. Le biais reflète la tendance d'ensemble de la grandeur simulée à sa surestimation ( $B > 0$ ) ou à sa sous-estimation ( $B < 0$ ). En ce qui concerne E, plus sa valeur tend vers 1 et plus les résultats de la modélisation sont jugés performants. Une valeur négative de E reflète des résultats de simulation plus mauvais que si la moyenne de la variable avait été considérée. Par ailleurs, cet estimateur a la particularité d'être adimensionné, ce qui à la différence du RMSE, élimine toute part subjective quant à son interprétation.

## 6.2.2 Résultats et scores obtenus par le Scénario 1

### 6.2.2.1 Ajustement des paramètres

On rappelle que dans le cadre de ce premier scénario (S1), les OAI, les profondeurs caractéristiques du profil racinaire et les paramètres caractéristiques des courbes de rétention en eau ont tous été spécifiés à leurs valeurs expérimentales (cf. Tab. 4.5). L'étalonnage manuel du modèle a ainsi porté sur l'ensemble des autres paramètres du modèle et sur

l'ensemble de la période de simulation. Toutefois le nombre de ces paramètres restant encore relativement important, il s'est avéré indispensable de réduire encore l'espace des paramètres de l'étalonnage manuel. Dans cet objectif, les résultats des analyses de sensibilité à 5 critères obtenus sur les 3 périodes de simulation ont été confrontées (Tab. 6.1). Ceci a permis d'optimiser uniquement les paramètres sensibles du modèle sur leurs gammes de variations privilégiées. Cependant, quelques contradictions ont été observées pour certaines gammes de variations privilégiées des paramètres sensibles. Par exemple sur la période 440-460, les gammes de variation trouvées sur le paramètre  $L_{a,1}$  par les analyses multicritère (M) et monocritères sur  $G$ ,  $LE$  et  $T_b$  sont opposées à celles trouvées par l'étude monocritère  $H$  (opposition symbolisée par // dans les colonnes « critères » du tableau 6.1). Il a été de ce fait nécessaire de fixer un choix sur les critères. Ainsi, il a été préféré de privilégier au maximum les gammes de variation déduites de l'analyse de sensibilité multicritère et au contraire de limiter au maximum celles issues de l'analyse monocritère sur le flux  $H$ .

<b>Nom</b>	<b><u>440-460</u></b>		<b><u>505-517</u></b>		<b><u>518-530</u></b>	
	Critères	Gamme de variation	Critères	Gamme de variation	Critères	Gamme de variation
$\log(K_{s,1})$	$MG\theta_{05}$	$> -7.0$			$GT_b\theta_{05}/HLE$	$> -6.5$
$\log(K_{s,2})$	$MGHLE$	$> -7.5$			$H$	$> -6.8$
$\log(K_{s,3})$	$MGHLET_b$	$[-7.8 ; -6.7]$	$LE//H$	$> -7.8$		
$L_{a,1}$	$MGLET_b//H$	$< 1.0$	$MGHT_b$	$< 0.7$	$MGH//LE T_b\theta_{05}$	$< 0.7$
$L_{a,2}$	$GHLET_b$	$[1.0 ; 1.5]$	$T_b//H$	$< 0.9$	$GH$	$< 1.0$
$L_{a,3}$	$G//T_b$	$< 1.3$	$G$	$< 1.0$		
$r_{sto,min}$	$MLET_b//H$	$< 100$	$MLET_b$	$< 100$	$T_b//H$	$< 80$
$r_p$	$MHLET_b$	$< 2.0 \cdot 10^{12}$	$MLE//H$	$< 2.0 \cdot 10^{12}$	$T_b//H$	$< 2.0 \cdot 10^{12}$
$h_{fc}$	$MHLET_b$	$< -135$	$MLE$	$< -145$	$T_b//H$	$< -135$
$\mu$	$LET_b$	$< 2.5 \cdot 10^{-4}$	$H$	$> 3 \cdot 10^{-4}$	$H$	$> 3.5 \cdot 10^{-4}$
$\varepsilon_f$	$MT_b$	$> 0.98$	$T_b$	$> 0.975$	$T_b$	$> 0.975$
$Ass$	$H$	$> 0.0$	$H$	$> 0.0$	$G$	$> 0.0$
$Ash$					$G$	$> 0.0$
$\theta_{ss}$			$G$	$< 0.2$	$G$	$< 0.21$
$\varepsilon_s$	$MT_b$	$> 0.96$	$T_b$	$> 0.965$	$T_b$	$> 0.96$
$\alpha_{th}$			$G$	$< 0.81$	$G$	$< 0.79$
$Afdr$	$\theta_{05}$	$> 7500$				

Tab. 6.1 : Confrontation des sensibilité relatives des paramètres "ajustables dans le Scénario 1

A partir de ces règles d'étalonnage, les paramètres sensibles du modèle ont été optimisés manuellement sur leurs gammes d'incertitudes privilégiées. Ceci a été réalisé par interprétations graphique et statistique des différentes variables simulées sur l'ensemble de la période de simulation. Les valeurs optimales trouvées sont indiquées dans le tableau 6.2.



Ainsi, les conductivités hydrauliques ( $K_{sat}$ ) des 3 premiers horizons et l'émissivité du sol ( $\epsilon_s$ ) ont été augmentées alors qu'à l'inverse le coefficient multiplicatif de la conductivité thermique ( $L_{a,1}$ ), la résistance stomatique minimale ( $r_{sto,min}$ ) et la résistance de la plante ( $r_p$ ) ont été diminués. L'émissivité des feuilles ( $\epsilon_f$ ) a été laissée à sa valeur de 0.98 car même si son augmentation contribuait à une meilleure simulation de la température de brillance  $T_b$ , les valeurs ne semblaient plus réalistes (Olios, communication personnelle). Enfin, le coefficient  $L_{a,3}$  n'a pas été modifié car même si sa diminution favorisait légèrement la simulation du flux  $G$ , elle dégradait en contrepartie les résultats de la température de brillance  $T_b$  (Tab 6.1). La dynamique du paramètre  $Fdrmax$  a été modifiée afin de mieux contrôler simultanément le stock d'eau dans les couches profondes et la transpiration de la plante *via* l'extraction racinaire. Par ailleurs, il est important de noter que la conductivité hydraulique à saturation de l'horizon 4 n'a pas été modifiée (aucune information n'était par ailleurs disponible sur ce paramètre puisque 3 horizons seulement avaient été modélisé lors des analyses de sensibilité). C'est aussi le cas des paramètres sensibles  $h_{fc}$ ,  $Ass$ ,  $Ash$ ,  $\theta_{ss}$  et  $\alpha_{th}$  dont l'impact est resté relativement mineur lors des différents essais d'étalonnage. Ceci tient aussi du fait que les valeurs initiales de certains de ces paramètres étaient déjà incluses dans les gammes de variations privilégiées (cf. Chapitre 4).

<u>Paramètre</u>	<u>Valeur initiale</u>	<u>Valeur ajustée</u>
$K_{sat,1}$	$5.010^{-9}$	$5.010^{-7}$
$K_{sat,2}$	$1.8 \cdot 10^{-9}$	$2.0 \cdot 10^{-7}$
$K_{sat,3}$	$5.0 \cdot 10^{-9}$	$5.0 \cdot 10^{-8}$
$L_{a,1}$	1.0	0.5
$r_{sto,min}$	116	50
$r_p$	$3 \cdot 10^{12}$	$1 \cdot 10^{12}$
$\epsilon_s$	0.96	0.965
$FDRmax$	10000	1500 avant DOE 420 3000 entre DOE 420-450 6000 après DOE 450

Tab. 6.2 : Etalonnage des paramètres sensibles

### 6.2.2.2 Simulation des variables locales

Concernant la gestion du stock d'eau dans le sol, l'augmentation des conductivités hydrauliques a constitué le moyen d'action le plus efficace à son amélioration. L'étalonnage réalisé sur ces trois paramètres (cf. Tab. 6.2) s'est avéré performant sur la totalité des couches de sol, excepté pour la couche 80-120 cm (Fig. 6.1). Les scores associés (Tab. 6.3) ont été calculés à partir des mesures des sondes capacitatives pour la couche 0-5 cm et des mesures des sondes à neutron pour l'ensemble des autres couches. Ces derniers sont globalement satisfaisants. La faible efficacité obtenue sur les 5 premiers centimètres du sol (0.33) est une conséquence directe de la mauvaise représentation des événements de précipitations par le modèle. En effet, durant de tels événements, il est tout autant possible d'aboutir par la modélisation à une surestimation qu'à une sous-estimation de la teneur en eau superficielle. Cependant, la forte décroissance de la teneur en eau qui intervient généralement après de tels

événements a été systématiquement améliorée après ajustement des conductivités. Si l'on s'intéresse spécifiquement aux 4 premières couches de sol (0-10, 10-20, 20-30 et 30-50 cm), la simulation est très satisfaisante sur l'ensemble de la période. Une dégradation s'installe progressivement pour les deux dernières couches profondes (50-80 et 80-120 cm), conduisant à un assèchement trop important. Ceci est d'autant plus important pour la couche 80-120 ( $E = -0.16$ ) et s'explique par une trop forte extraction racinaire ou par une mauvaise régulation avec les couches plus profondes. La réduction du  $FDR_{max}$  n'a pas permis de corriger totalement cet assèchement. Son ajustement a toutefois permis de mieux représenter la chute progressive de la teneur en eau qui est observable pour plusieurs couches de sol. Il est aussi important de noter que pour la couche 80-120, une légère sous-estimation intervient dès l'instant initial. Comme la teneur en eau à saturation du 4<sup>ème</sup> horizon est systématiquement inférieure aux valeurs initiales imposées dans cette couche, le modèle élimine alors simplement l'excédent d'eau dès le départ de la simulation. En conclusion, il découle finalement de cette phase d'étalonnage que le stock d'eau sur les 140 premiers cm de sol a été fortement amélioré (passage d'une efficacité de 0.86 à 0.97).

En ce qui concerne les flux de surface (Fig. 6.2), l'étalonnage manuel réalisé améliore la représentation des flux  $R_n$ ,  $G$  et dans une moindre mesure celle du flux  $LE$ . Le flux de chaleur dans le sol est le principal flux concerné par cette amélioration ( $RMSE = 24.5 \text{ W.m}^{-2}$ ,  $E = 0.70$ ). Ceci est principalement lié à la diminution de la conductivité thermique de  $L_{a,1}$ . Concernant le flux d'évapotranspiration  $LE$ , la tendance à la sous-estimation initiale s'est transformée en une tendance à la surestimation (passage d'un biais négatif à un biais positif). Ceci est principalement dû aux diminutions de la résistance stomatique minimale et de la résistance totale de la plante, qui ont aussi eu un impact positif sur la simulation du stock d'eau dans le sol. Toutefois, une dégradation des scores est constatée sur les flux  $LE$  calculés par la méthode du rapport de Bowen ( $E = 0.66$ ). Ces mesures sont toutefois plus fortement entachées d'incertitudes et concernent essentiellement la seconde moitié de simulation, notamment la phase de sénescence du couvert végétal. En parallèle à l'augmentation de l'évapotranspiration, les scores de  $H$  se sont alors dégradés. La tendance à la sous-estimation qui était observée initialement pour les flux "Bowen" est désormais plus prononcée. Ceci s'explique en partie par le fait que les règles d'étalonnage n'aient pas été orientées vers une amélioration de ce flux et par la tendance à la sous-estimation du modèle sur les plus fortes valeurs de  $R_n$ . La perte de cette énergie radiative se répercute directement sur les flux  $H$  et  $LE$ , exprimant ainsi la difficulté à parvenir à leur amélioration simultanée.

La température de brillance a elle aussi été améliorée après étalonnage (passage d'un  $RMSE$  de 2.1 à 1.9 K et d'une efficacité de 0.93 à 0.95). La tendance à la surestimation initiale reste cependant observable pour les plus fortes valeurs de  $T_b$  (Fig. 6.3). Ces points appartiennent en partie à la phase de sénescence du couvert végétal. Par contre, l'augmentation de la transpiration, *via* la diminution des paramètres contrôlant la régulation stomatique, a contribué fortement à une meilleure représentativité sur l'ensemble de la période de végétation.

Enfin, tous les biais des températures dans le sol sont devenus négatifs. Les efficacités demeurent toutefois relativement inchangées. Les résultats obtenus sont acceptables dans l'ensemble (Fig. 6.3), et ceci bien que la phase d'étalonnage n'ait pas été spécialement orientée vers une amélioration de ces grandeurs.

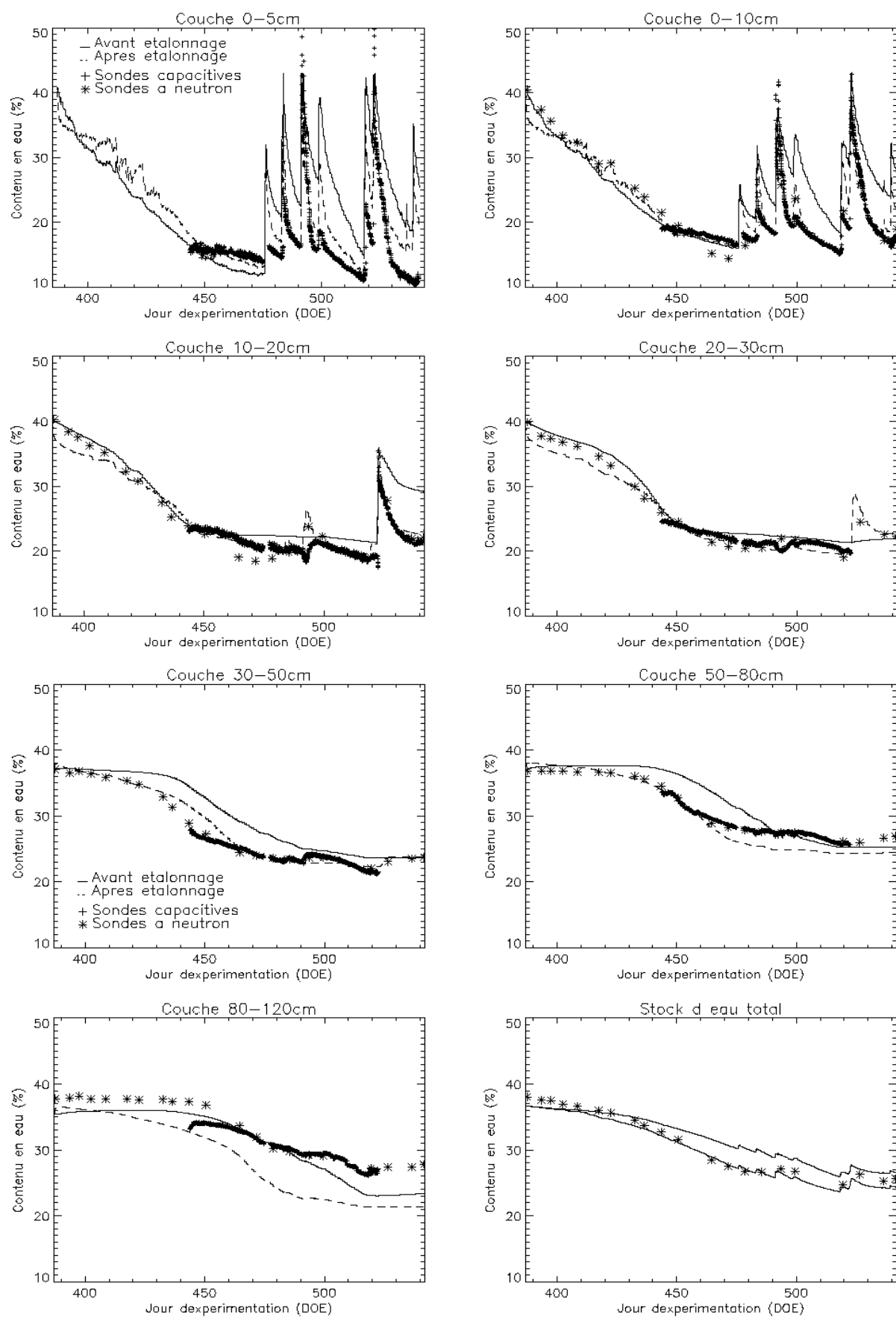


Fig. 6.1 : Simulations du contenu en eau de diverses couches de sol et du stock d'eau total avant (trait continu) et après (trait discontinu) étalonnage des paramètres sensibles – Scénario 1

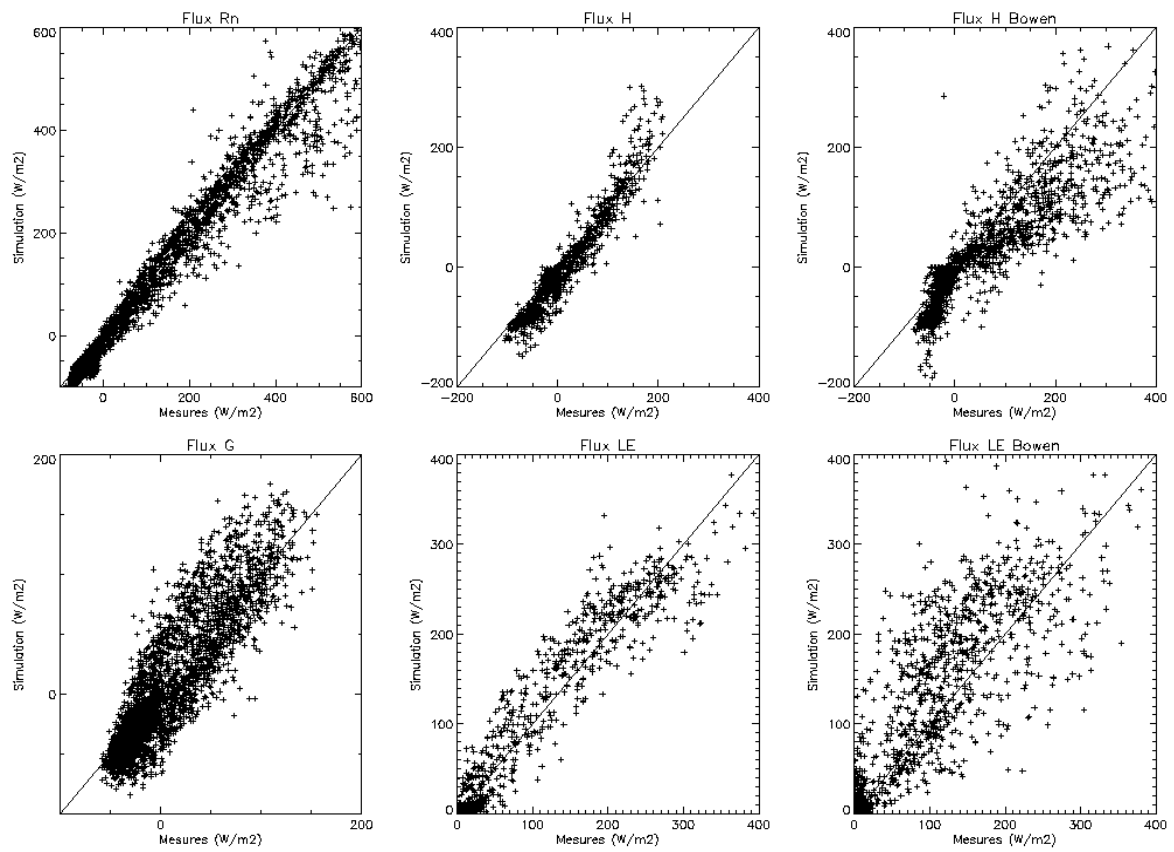


Fig. 6.2 : Comparaison des flux de surface après étalonnage – Scénario 1

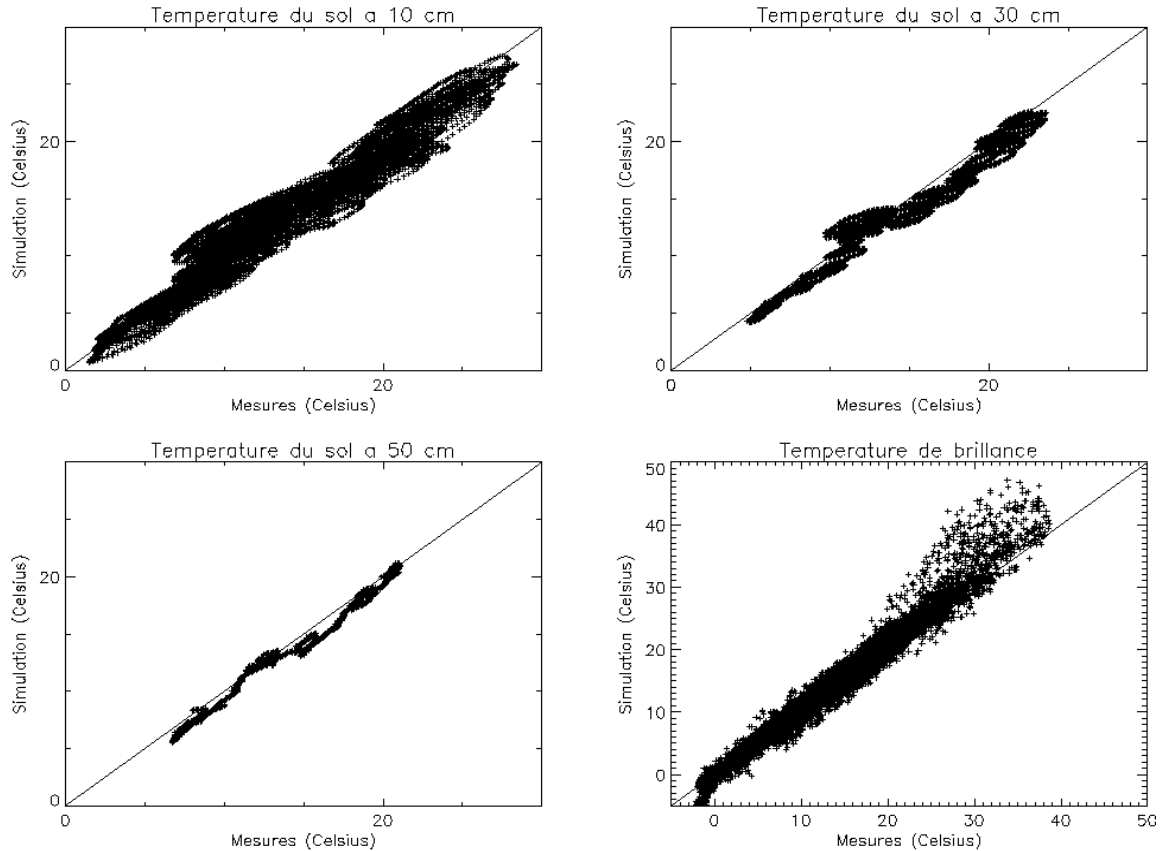


Fig. 6.3 : Comparaison des températures dans le sol et de la température radiative – Scénario 1

Le tableau (6.3) indique aussi les statistiques qui ont été obtenues par une simulation réalisée à partir du même jeu de paramètres étalonnés, mais pour laquelle la couche de feuilles jaunes n'a pas été modélisée. Ceci ne concerne que les quelques derniers jours de la simulation ; période pour laquelle il a été vu que le modèle rencontrait un maximum de difficultés. Les scores montrent que la prise en compte de la couche de végétation jaune améliore sensiblement la simulation du flux de chaleur dans le sol G et de la température de brillance  $T_b$ . Dans une moindre mesure, il a par ailleurs été constaté une légère amélioration sur la simulation du contenu en eau des couches intermédiaires, des températures du sol et du flux LE. Cependant, l'impact sur le flux radiatif  $R_n$  est plutôt négatif. Ceci se traduit alors par une légère dégradation des performances sur le flux H.

<u>Variable</u>	<u>Avant étalonnage</u>			<u>Après étalonnage</u>			<u>Sans feuille jaune</u>		
	B	RMSE	E	B	RMSE	E	B	RMSE	E
$\theta_{0-5}$	0.062	0.092	-1.93	0.022	0.044	0.32	0.021	0.044	0.33
$\theta_{0-10}$	0.025	0.053	0.48	0.006	0.025	0.88	0.006	0.026	0.88
$\theta_{10-20}$	0.020	0.031	0.81	0.004	0.017	0.94	0.005	0.018	0.93
$\theta_{20-30}$	0.008	0.015	0.95	-0.004	0.013	0.97	-0.003	0.013	0.96
$\theta_{30-50}$	0.021	0.028	0.77	0.005	0.011	0.97	0.006	0.011	0.96
$\theta_{50-80}$	0.011	0.020	0.80	-0.008	0.015	0.89	-0.007	0.015	0.89
$\theta_{80-120}$	-0.020	0.024	0.70	-0.042	0.046	-0.16	-0.004	0.045	-0.15
$\theta_{0-140}$	0.010	0.018	0.86	-0.006	0.008	0.97	-0.005	0.008	0.97
$R_n$	-17.7	39.1	0.96	-15.3	38.7	0.96	-14.3	36.9	0.96
G	-0.35	33.6	0.43	0.6	24.5	0.70	0.3	27.9	0.61
$H_{\text{fluctuation}}$	0.58	24.7	0.87	-11.8	29.3	0.81	-11.4	28.7	0.82
$LE_{\text{fluctuation}}$	-14.9	34.3	0.89	2.1	28.9	0.92	2.0	29.2	0.92
$H_{\text{bowen}}$	-25.9	60.1	0.72	-32.6	64.6	0.68	-30.0	61.1	0.71
$LE_{\text{bowen}}$	-0.6	37.5	0.82	15.6	52.2	0.66	13.6	52.8	0.65
$T_{2.5 \text{ cm}}$	0.5	2.5	0.83	-0.4	2.6	0.81	-0.1	3.0	0.75
$T_{10 \text{ cm}}$	0.6	1.5	0.93	-0.5	1.5	0.94	-0.2	1.4	0.94
$T_{30 \text{ cm}}$	0.3	1.0	0.96	-0.6	1.1	0.95	-0.4	1.0	0.96
$T_{50 \text{ cm}}$	0.2	0.8	0.97	-0.5	0.8	0.97	-0.4	0.8	0.96
$T_b$	1.4	2.1	0.93	0.72	1.9	0.95	1.1	2.3	0.92

Tab. 6.3 : Scores obtenus lors du scénario 1

### 6.2.2.3 Simulation des variables de télédétection

#### 6.2.2.3.1 Réflectances directionnelles Polder

La simulation des réflectances directionnelles Polder a été effectuée à l'aide du modèle 2M-SAIL couplé au modèle de réflectance de sol MRPV. L'utilisation de ce dernier a été préférée aux mesures spectrales pour sa meilleure représentativité des effets directionnels du sol. L'étalonnage des 4 paramètres spectraux d'entrée du modèle a été réalisé "manuellement" à l'aide de ce même modèle couplé et des réflectances spectrales au jour d'expérimentation 396.

La comparaison des simulations et des mesures Polder est respectivement présentée pour chaque bande spectrale sur les figures (6.4) à (6.6), et ceci pour 6 dates d'acquisition Polder. Par convention, il a été adopté des angles zénithaux de visée positifs (négatifs) pour une diffusion arrière (avant). L'angle zénithal solaire a aussi été indiqué par un trait vertical discontinu. Les scores obtenus ont quant à eux été indiqués dans le tableau (6.4).

Concernant les canaux spectraux Vert (550 nm) et Rouge (670 nm), les effets directionnels sont dans l'ensemble sous-estimés. Toutefois, la comparaison des réflectances indique dans l'ensemble des résultats satisfaisants pour les 5 premières dates et pour des angles zénithaux de visée proches du nadir. Les RMSE trouvés sont dans l'ensemble inférieurs à 0.02. Concernant la dernière date, les différences sont importantes (la simulation sort carrément de la figure pour le canal Vert et les RMSE de ces deux bandes spectrales deviennent beaucoup plus importants). En fait, le jour 526 correspond à la sénescence du blé, pour une valeur de OAI jaune à son maximum (2.1). De ce point de vue, la prise en compte de la couche de feuilles jaunes semblent plutôt néfaste sur la simulation des réflectances directionnelles. Toutefois, les résultats ont montré que même sans la prise en compte de cette couche végétale particulière, il n'était pas possible de reproduire correctement les données Polder à cette date. Ceci s'explique en partie par la très forte hétérogénéité des données aéroportées observée au jour 526.

Il a aussi été constaté que la dynamique "inter-date" des réflectances spectrales simulées était faible. Ceci s'explique en partie dans la modélisation par l'utilisation de propriétés spectrales foliaires identiques pour toutes les dates. D'autre part, l'indice foliaire est un paramètre sensible à effet de seuil. Ainsi, son impact sur la modélisation des réflectances est maximum pour les faibles valeurs et devient de plus en plus modéré au fur et à mesure qu'il augmente. Les valeurs de OAI vert observées sont suffisamment importantes sur ces 5 dates pour que l'effet de seuil soit prépondérant.

Concernant le canal PIR (Fig. 6.6), les effets directionnels sont généralement mieux simulés mais en contrepartie les écarts entre simulations et mesures sont plus importants. Les RMSE calculés sont de ce fait plus importants. Par ailleurs, le dernier jour est aussi particulièrement mal simulé.

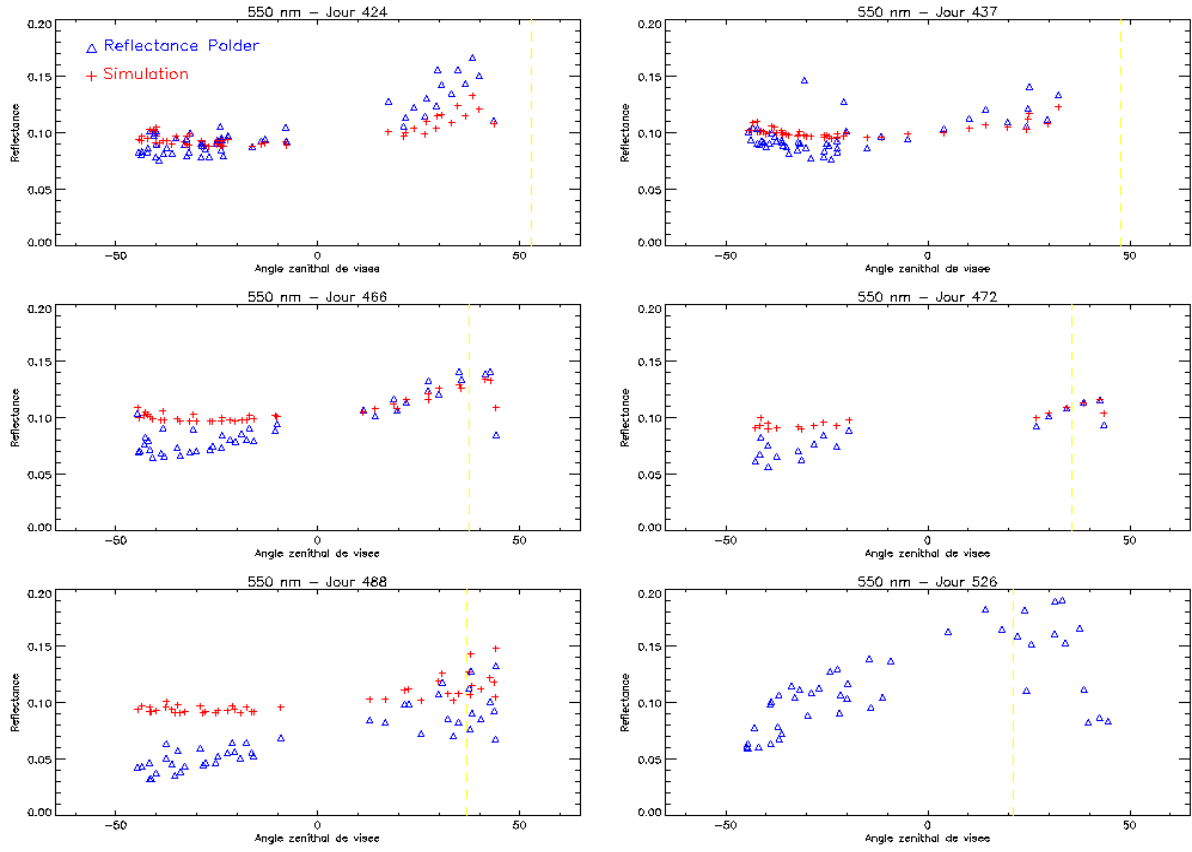


Fig. 6.4 : Simulation des réflectances Polder dans le canal Vert (550 nm)

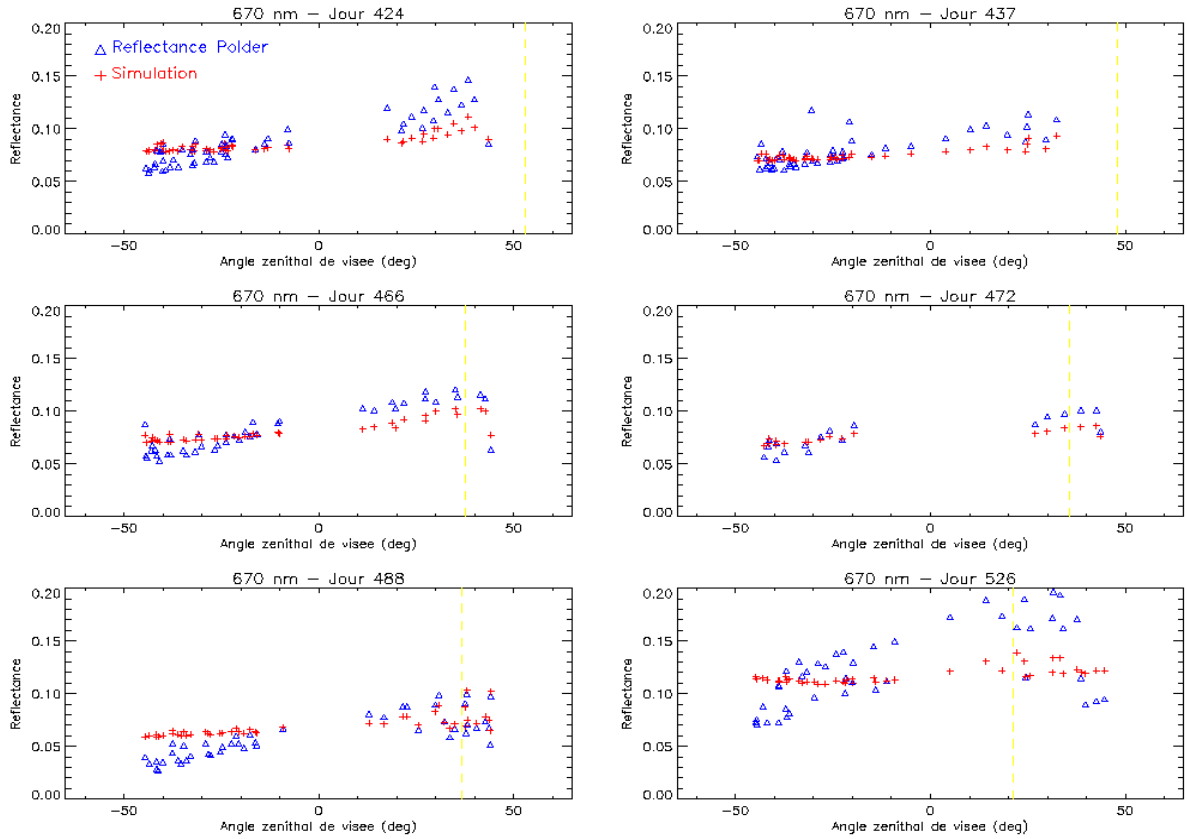


Fig. 6.5 : Simulation des réflectances Polder dans le canal Rouge (670 nm)

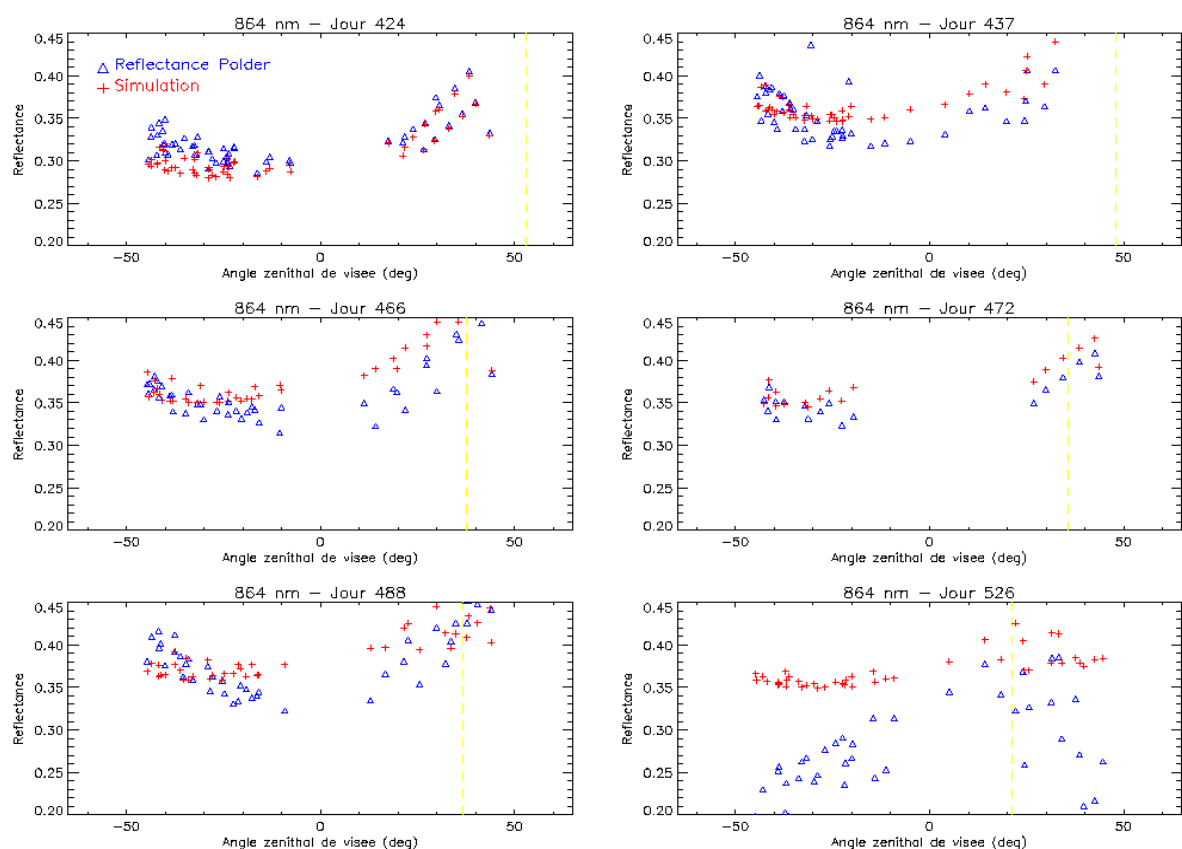


Fig. 6.6 : Simulation des réflectances Polder dans le canal PIR (864 nm)

<u>Jour</u> (DOE)	<u>Canal Vert</u>			<u>Canal Rouge</u>			<u>Canal PIR</u>		
	B	RMSE	E	B	RMSE	E	B	RMSE	E
<b>424</b>	-0.004	0.015	-0.86	-0.003	0.094	-2.88	-0.016	0.018	0.65
<b>437</b>	0.003	0.013	-3.11	-0.004	0.009	-2.20	0.009	0.026	-0.44
<b>466</b>	0.014	0.019	-0.28	-0.002	0.007	-0.61	0.017	0.028	0.48
<b>472</b>	0.015	0.018	-0.17	-0.002	0.015	-1.24	0.015	0.017	0.61
<b>488</b>	0.034	0.037	-0.01	0.010	0.004	-0.08	0.003	0.027	0.53
<b>526</b>	0.103	0.110	-0.12	-0.006	0.014	-11.41	0.101	0.111	-0.17

Tab. 6.4 : Scores obtenus sur les réflectances Polder dans les canaux Vert, Rouge et PIR par étalonnage manuel sur la parcelle 101



### 6.2.2.3.2 Températures de brillance aéroportées

En plus des températures de brillance locales, les température de brillance aéroportées ont aussi été simulées. La simulation indique une tendance à la surestimation (biais de 0.69) par rapport aux mesures de la caméra thermique (Fig. 6.7). En fait, il a été constaté que les points où les écarts avec les mesures sont les plus importants correspondent à la phase de sénescence du blé.

Les barres d'erreur correspondent à  $\pm$  un écart type déduit des mesures de la parcelle 101. Comme on peut le noter, une forte hétérogénéité spatiale a été observée sur cette parcelle.

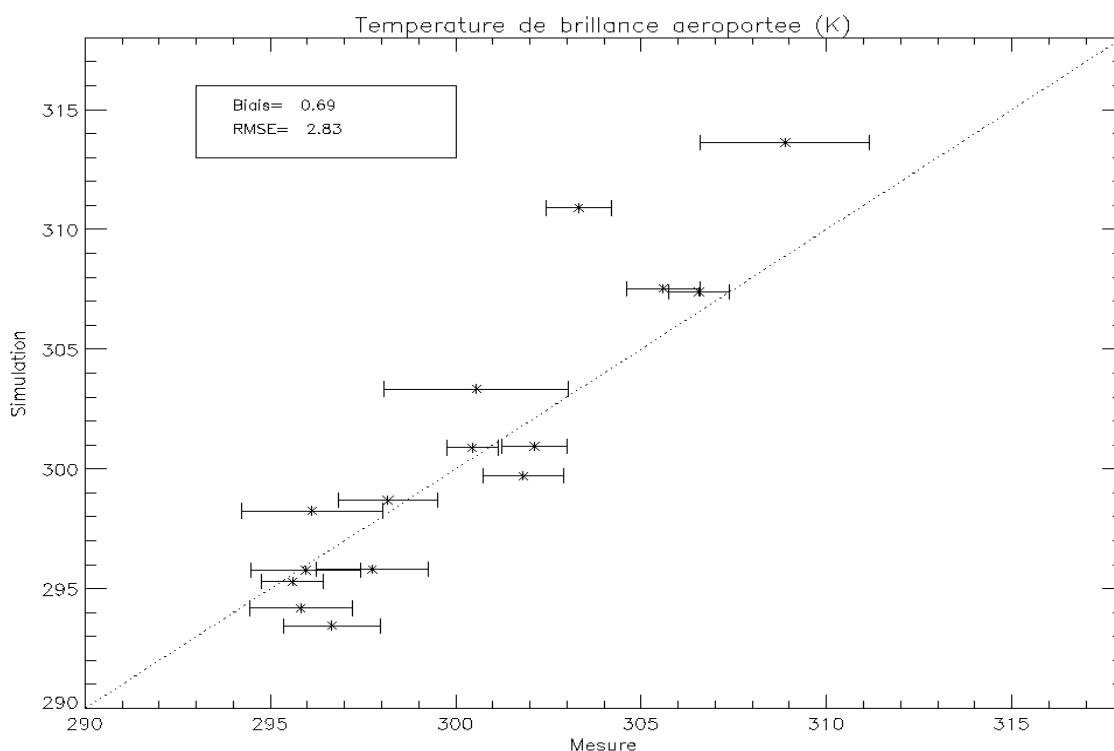


Fig. 6.7 : Simulation des températures de brillance aéroportées – Scénario 1

### 6.2.3 Résultats et scores obtenus par les scénarios 2 et 3

Les résultats obtenus dans le cadre du premier scénario ont montré la bonne cohérence du modèle couplé après étalonnage des paramètres sensibles. De ce point de vue, le modèle SiSPAT-RS a montré ses capacités à simuler un cycle végétal complet. Toutefois, ce travail a reposé sur des propriétés du sol déterminées essentiellement par voie expérimentale. Il apparaît désormais intéressant d'investiguer sur les potentialités du modèle dans un contexte plus défavorable quant à la connaissance du sol. Ainsi dans ce nouveau contexte, deux scénarios ont été définis.

Dans le cadre du groupe de travail « Intercomparaison des modèles TSVA », une étude préliminaire a été réalisée dans un cas de modélisation d'un sol homogène (un seul horizon) avec SiSPAT (Oliosio et al., 2001 a). Les résultats ont montré que la gestion du stock d'eau dans le sol était délicate par une telle représentation simplifiée du milieu. De manière plus précise, il s'est avéré particulièrement difficile de contrôler simultanément la teneur en eau superficielle et la teneur en eau profonde par la prescription d'une seule conductivité

hydraulique à saturation (Oliosio et al., 2001 b). De ce point de vue, il est apparu préférable de considérer une approche multihorizon dans la modélisation du sol, et ceci malgré le fait qu'elle requiert en contrepartie la prescription d'un nombre plus important de paramètres. De fait, trois horizons ont été pris en compte dans la description du sol des scénarios 2 et 3. Ces derniers ont été respectivement définis entre les profondeurs 0-10, 10-30, et 30-200 cm. Cette description apparaît recevable en première approximation dans le cas de sols agricoles (Chanzy, communication personnelle).

### 6.2.3.1 Ajustement des paramètres

Pour le scénario 2, la spécification des propriétés du sol a été réalisée à partir des données expérimentales des trois premiers horizons acquises sur la parcelle 101 (cf. Tab. 4.5). De manière identique au scénario 1, ces paramètres ont été considérés comme fixes lors de la phase d'étalonnage. Après étalonnage manuel, il a été trouvé que les règles d'étalonnage effectuées au scénario 1 (cf. Tab. 6.2) conduisaient à la simulation la plus performante.

Pour le scénario 3, la spécification des paramètres hydrodynamiques a été déduite des résultats des analyses de sensibilité. Elle a été basée sur une procédure similaire à celle appliquée dans le cadre du scénario 1. Ainsi, les résultats des sensibilité relatives des paramètres hydrodynamiques ont été confrontés et exploitées (Tab. 6.5). Ceci a finalement permis de spécifier une nouvelle valeur à chaque paramètre sensible sur leurs intervalles de variations privilégiés. Les valeurs ajustées de tous les paramètres hydrodynamiques concernés ont été portées dans le tableau (6.6). On constate que la conduite de cette simple technique d'optimisation permet de s'approcher des valeurs expérimentales qui ont été déterminées lors de l'expérience Alpilles-ReSeDA (cf. Tab. 4.5). Les seules exceptions concernent les paramètres de forme  $n_B$  (légèrement), et par voie de conséquence les paramètres de forme  $m_B$  qui y sont directement reliés. D'un autre côté, les paramètres hydrodynamiques non sensibles ont été ajustés à l'aide de diverses considérations. Par exemple, le paramètre  $\theta_{s,2}$  a été fixé à la valeur moyenne de  $\theta_{s,1}$  et  $\theta_{s,3}$ . La porosité et la capacité thermique volumique sèche ont quant à elles été respectivement déterminées à partir des relations (1.28) et (3.22). Les densités volumiques sèches associées à chaque horizon (nécessaires à l'expression des précédents paramètres) ont été spécifiées à des valeurs de 1.25, 1.40 et 1.60 g.cm<sup>-3</sup>. Cette hypothèse semble valable en première approximation dans le cas des sols de cultures (Chanzy, communication personnelle).

<b>Nom</b>	<b>440-460</b>		<b>505-517</b>		<b>518-530</b>	
	Critère	Gamme de variation	Critère	Gamme de variation	Critère	Gamme de variation
$\theta_{s,1}$	$M\theta_{05}$		$MT_b\theta_{05}$	< 0.47	$MT_b\theta_{05}/GH$	< 0.43
$\theta_{s,3}$			M	< 0.39		
$h_{g,1}$	$\theta_{05}$	[-1.1 ; -0.4]	$M\theta_{05}/G$	> -0.7	$MHLE\theta_{05}/GT_b$	> -0.7
$h_{g,2}$	M	> -2.2				
$h_{g,3}$	M	[-4.7 ; -3]	$MLE T_b\theta_{05}$	> -3.7		
$n_{B,1}$	H	[2.12 ; 2.135]	$M\theta_{05}$	> 2.14	$MT_b\theta_{05}$	> 2.14
$n_{B,2}$	H	> 2.125				
$n_{B,3}$			$MLET_b/H$	> 2.125		

Tab. 6.5 : Confrontation des résultats des analyses de sensibilité en vue de l'ajustement des paramètres hydrodynamiques du modèle

<b>Horizon</b>	<b><math>\epsilon</math></b>	<b><math>\theta_s</math></b>	<b><math>h_g</math></b>	<b><math>n_B</math></b>	<b><math>m_B</math></b>	<b><math>\eta</math></b>	<b><math>C_d</math></b>	<b><math>\theta_f</math></b>
<b>1</b>	<b>0.528</b>	0.42	-0.55	2.14	0.0654	18.24	<b><math>0.94 \cdot 10^6</math></b>	0.192
<b>2</b>	<b>0.472</b>	<b>0.40</b>	-1.0	2.13	0.0610	19.34	<b><math>1.06 \cdot 10^6</math></b>	0.209
<b>3</b>	<b>0.396</b>	0.38	-3.3	2.13	0.0610	19.34	<b><math>1.21 \cdot 10^6</math></b>	0.231

Tab. 6.6 : Spécification des paramètres hydrodynamiques dans le cadre du scénario 3. Les valeurs indiquées en gras sont celles qui ne sont pas issues de l'interprétation des analyses de sensibilité

### 6.2.3.2 Simulation des variables locales par le scénario 2

Lors du scénario 2, la simulation du contenu en eau du sol a conduit à des statistiques relativement différentes sur plusieurs couches de sol (Tab. 6.7 et Fig. 6.8). En fait, seules les couches superficielles 0-5 et 0-10 cm ne sont pas concernées. Comme l'horizon 1 n'a pas été affecté par les modifications de structure et que les conductivités hydrauliques à saturation étalonnées sont identiques aux deux scénarios, il semble cohérent d'obtenir peu de modifications dans ces couches. Les différences sont alors beaucoup significatives dès la couche 10-20 cm et s'accroissent avec la profondeur jusqu'à la couche 80-120 cm. Elles traduisent systématiquement une augmentation de la teneur en eau dans ces couches (tous les biais ont été augmentés). Ce surplus d'eau est une conséquence directe de l'augmentation de la conductivité hydraulique à saturation dans les couches situées au-delà de 90 cm (le 4<sup>ème</sup> horizon ayant été supprimé,  $K_{sat,3}$  s'applique aussi aux couches au delà de cette profondeur, ce qui correspond à une augmentation d'un facteur 10 par rapport à  $K_{sat,4}$ ). Cette hypothèse permet ainsi d'accéder plus librement à de l'eau stockée dans les couches les plus profondes. Ceci se traduit alors par des scores d'une part moins favorables sur les couches 10-20, 20-30 et 30-50 cm, notamment avec des efficacités respectives de 0.91, 0.96 et 0.75, et par des scores d'autre part plus favorables sur les couches 50-80 et 80-120 cm ( $E = 0.93$  et  $0.80$ ). Du fait de cette compensation entre les couches, il est alors cohérent d'obtenir des stocks d'eau sur les 140 centimètres très comparables entre les deux scénarios. Dans le même sens, il a aussi été constaté que la teneur en eau au bas de la colonne sol était plus faible pour S2 que pour S1 sous l'action des remontées capillaires plus importantes. Ce dernier point doit être aussi mis en parallèle avec la condition à la limite inférieure d'un flux de masse nul imposé au bas de la colonne sol.

En ce qui concerne les flux de surface et les températures du sol et de brillance, peu de différences notables ont été observées du fait que le jeu de paramètres étalonnés est commun aux deux scénarios.

### 6.2.3.3 Simulation des variables locales par le scénario 3

La simulation de la teneur en eau du sol indique plusieurs points intéressants (Fig. 6.8). Tout d'abord, malgré un assèchement légèrement trop faible en début de simulation (avant le jour 460), une amélioration est finalement constatée sur le contenu en eau des couches superficielles 0-5 ( $E = 0.45$ ) et 0-10 cm ( $E = 0.90$ ). Elle s'explique par la plus forte décroissance de l'humidité après les événements de pluie. L'ajustement des paramètres qui a été réalisé sur le 1<sup>er</sup> horizon apparaît alors être relativement performant. Par opposition, cette

tendance s'inverse systématiquement pour les couches du second horizon. Du fait, des sensibilités relatives peu prononcées sur les paramètres hydrodynamiques de cet horizon, la spécification des paramètres a été plus délicate à réaliser. Par exemple, aucune information n'a permis d'ajuster  $\theta_{s,2}$  et l'intervalle de variation de  $h_{g,2}$  est encore relativement large. En complément, les couches du 3<sup>ème</sup> horizon indiquent systématiquement une teneur en eau plus faible que celles obtenues par le scénario 2, ce qui se traduit alors par des efficacités plus faibles. Cette constatation a par ailleurs été observée jusqu'au bas de la colonne de sol. Le jeu de paramètres hydrodynamiques spécifiés favorise ainsi les remontées capillaires, ce qui contribue à la plus forte présence d'eau dans les couches du second horizon et une transpiration plus importante de la végétation. Concernant ce dernier point, les scores sur le flux LE se sont alors dégradés, indiquant un fort biais positif. De fait, les répercussions se sont reportées sur H par une plus forte tendance à la sous-estimation. Les autres variables ne semblent pas avoir été particulièrement affectées puisqu'on retrouve des scores identiques sur les flux radiatifs et de conduction de chaleur dans le sol, ainsi que sur les diverses températures.

<b>Variable</b>	<b>Scénario 2</b>			<b>Scénario 3</b>		
	B	RMSE	E	B	RMSE	E
$\theta_{0-5}$	0.026	0.044	0.33	0.021	0.040	0.45
$\theta_{0-10}$	0.011	0.025	0.88	0.010	0.023	0.90
$\theta_{10-20}$	0.009	0.021	0.91	0.015	0.027	0.85
$\theta_{20-30}$	0.002	0.014	0.96	0.007	0.017	0.94
$\theta_{30-50}$	0.025	0.028	0.75	0.016	0.020	0.88
$\theta_{50-80}$	-0.003	0.012	0.93	-0.012	0.019	0.81
$\theta_{80-120}$	-0.016	0.019	0.80	-0.024	0.028	0.57
$\theta_{0-140}$	0.005	0.008	0.97	-0.001	0.008	0.97
Rn	-14.9	38.8	0.96	-14.4	38.9	0.96
G	0.6	24.6	0.70	0.8	24.4	0.70
H <sub>fluctuation</sub>	-18.5	29.4	0.81	-23.6	33.9	0.75
LE <sub>fluctuation</sub>	9.9	29.8	0.91	16.1	36.2	0.88
H <sub>Bowen</sub>	-37.9	67.4	0.65	-42.8	71.1	0.61
LE <sub>Bowen</sub>	21.7	57.1	0.59	28.0	63.0	0.50
T <sub>2.5 cm</sub>	-0.5	2.6	0.81	-0.6	2.6	0.81
T <sub>10 cm</sub>	-0.5	1.5	0.93	-0.7	1.6	0.93
T <sub>30 cm</sub>	-0.6	1.1	0.95	-0.7	1.1	0.95
T <sub>50 cm</sub>	-0.6	0.8	0.96	-0.7	0.9	0.96
T <sub>b</sub>	0.6	1.9	0.95	0.6	1.9	0.95

Tab. 6.7 : Scores obtenus lors des scénarios 2 et 3 après étalonnage des paramètres

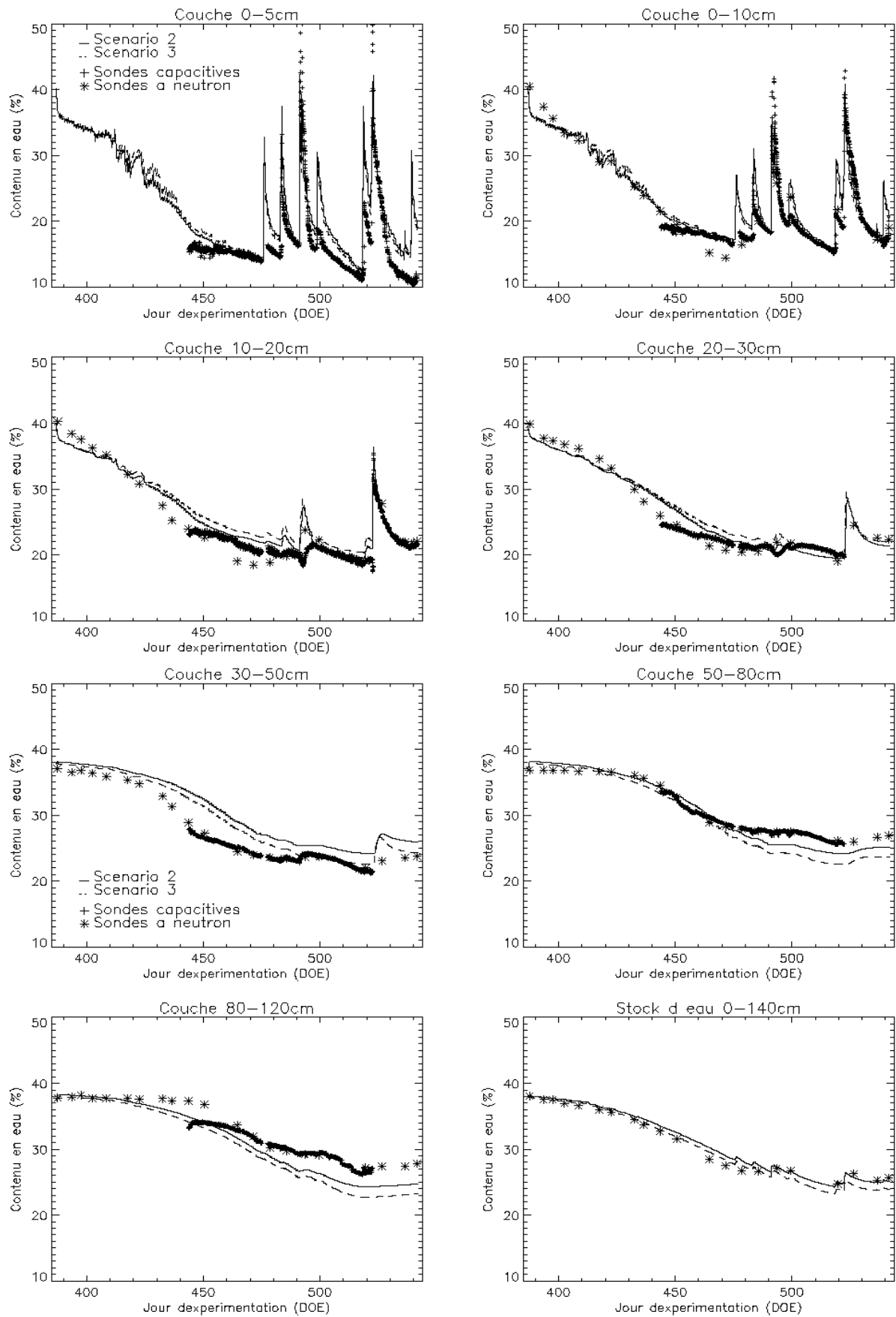


Fig. 6.8 : Simulations du contenu en eau de diverses couches de sol et du stock d'eau total après étalonnage des paramètres sensibles – Scénario 2 (trait continu) et 3 (trait discontinu)

## 6.3 Validation du modèle SiSPAT-RS sur la parcelle 120

Lors de la validation du modèle couplé sur la parcelle 120, les résultats trouvées à la suite de la phase d'étalonnage ont été appliqués sur les paramètres. Ainsi, la plupart des valeurs optimisées des paramètres ont été réutilisées directement dans la simulation (cf. Tab. 6.2). La seule exception concerne les conductivités hydrauliques à saturation. Comme ces paramètres sont représentatifs de la structure du sol, il s'avère délicat de les réutiliser directement dans un autre cas de figure. En parallèle, le nombre d'horizons observé sur les parcelles de validation est différent. Il a alors été nécessaire de procéder à un nouvel ajustement de ces variables. Il a tout de même été remarqué que l'étalonnage conduisait à des conductivités hydrauliques supérieures aux valeurs mesurées et du même ordre de grandeur que celles optimisées sur la parcelle 101. Ainsi, pour la parcelle 120 où seulement deux horizons ont été observés expérimentalement, seule la conductivité hydraulique à saturation du premier horizon a été ajustée à une valeur de  $1.0 \cdot 10^{-7} \text{ m.s}^{-1}$ .

On rappelle aussi qu'à cause de l'irrigation qui a eu lieu au jour d'expérimentation 461, la validation a dû être conduite sur deux périodes temporelles (cf. Tab. 4.2).

### 6.3.1 Validation des variables locales sur la période 402-461

Le contenu en eau du sol est dans l'ensemble plutôt bien simulé (Fig. 6.9). L'augmentation de la conductivité hydraulique à saturation du premier horizon s'est surtout avérée bénéfique pour les couches 0-10 et 10-20 cm. La faible efficacité trouvée sur la couche 0-5 cm (Tab. 6.8) résulte essentiellement des premiers jours de simulation, mais le modèle corrige rapidement sa trajectoire par la suite. Dans les deux couches suivantes, un assèchement trop rapide est observable. De ce fait, le décrochage de la teneur en eau lié à l'extraction racinaire n'est pas représenté pour la couche 20-30 cm. Pour les couches plus profondes, l'humidité est relativement bien représentée. L'efficacité négative calculée pour la couche 80-120 n'est pas significative d'une mauvaise simulation. Comme le contenu en eau est peu variable sur cette couche, la moyenne des mesures est meilleure que la simulation.

Les résultats sur les flux de surface sont assez contrastés (Fig. 6.10). Le rayonnement net est particulièrement bien représenté, avec un RMSE inférieur à  $20 \text{ W.m}^{-2}$  et une efficacité qui atteint 0.99. Le flux G a été fortement amélioré par la réduction de la conductivité thermique. La règle d'étalonnage semble alors performante sur ce flux. Par opposition, les flux H et LE sont très mal simulés, avec des RMSE proche de  $60 \text{ W.m}^{-2}$ . La réduction de la résistance stomatique n'a pas alors permis d'augmenter la transpiration sur une période temporelle où la végétation ne semble pas stressée. En conséquence, la température de brillance n'a pas été améliorée par la nouvelle spécification des paramètres. Elle reste ainsi fortement sur-estimée (Fig. 6.11), avec notamment un RMSE de plus de 2 K.

<b><u>Variable</u></b>	<b><u>Simulation Initiale</u></b>			<b><u>Validation</u></b>		
	B	RMSE	E	B	RMSE	E
$\theta_{0-5}$	-0.006	0.064	0.14	0.006	0.065	0.11
$\theta_{0-10}$	0.004	0.028	0.89	0.006	0.024	0.93
$\theta_{10-20}$	0.022	0.025	0.79	0.014	0.017	0.90
$\theta_{20-30}$	-0.009	0.020	0.86	-0.026	0.031	0.64
$\theta_{30-50}$	-0.006	0.016	0.78	-0.012	0.022	0.60
$\theta_{50-80}$	0.002	0.008	0.73	0.001	0.008	0.68
$\theta_{80-120}$	0.006	0.007	-15.5	0.006	0.007	-15.1
$\theta_{0-140}$	0.004	0.008	0.84	0.002	0.007	0.90
Rn	3.7	18.1	0.99	5.0	19.1	0.99
G	-2.4	26.2	0.64	-1.1	19.3	0.81
H <sub>Bowen</sub>	20.1	46.0	0.54	23.7	58.8	0.24
LE <sub>Bowen</sub>	-23.4	62.5	0.63	-22.1	69.3	0.54
T <sub>b</sub>	1.7	2.1	0.86	1.2	2.1	0.86

*Tab. 6.8 : Scores obtenus lors de la validation sur la première période de la parcelle 120*

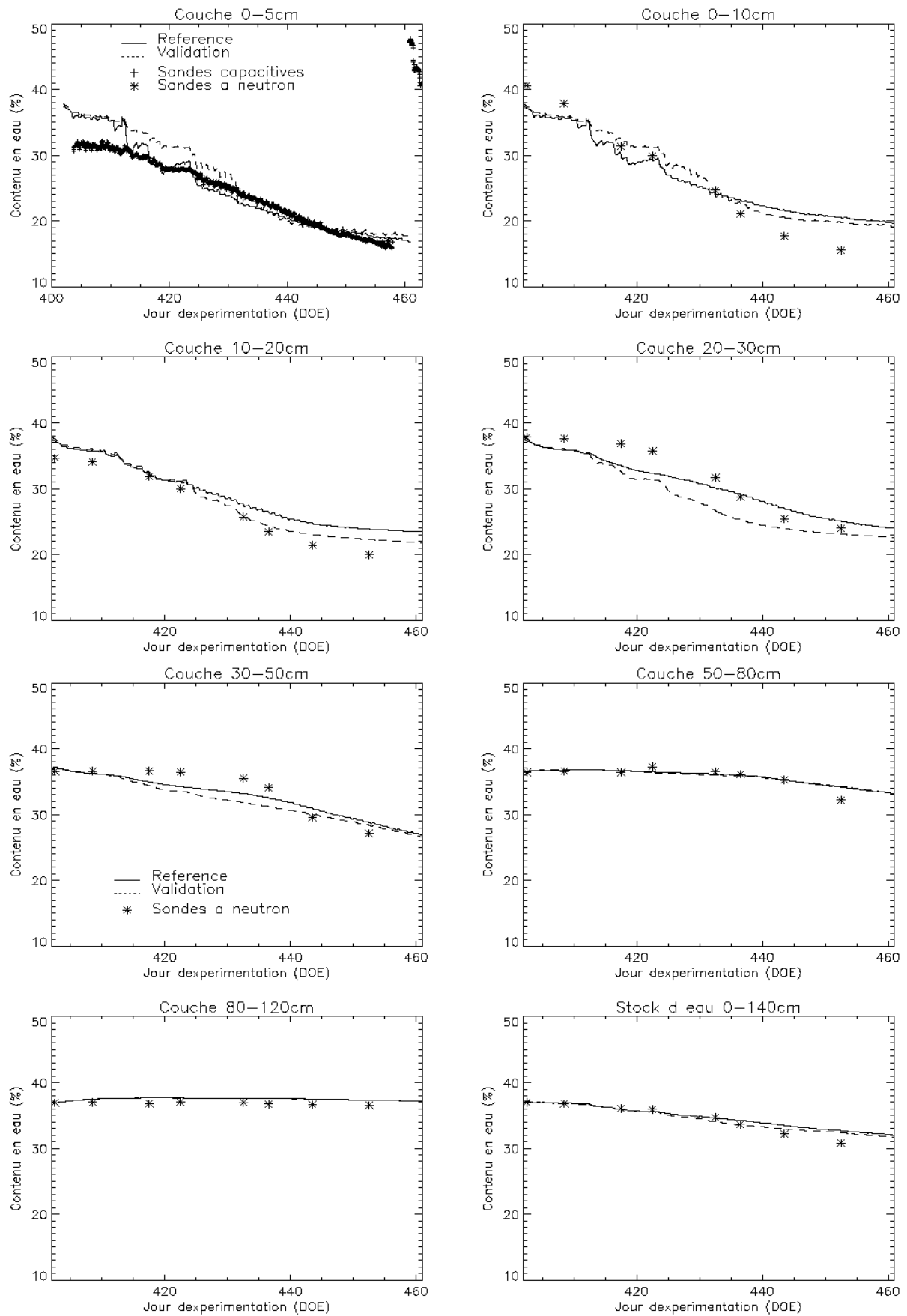


Fig. 6.9 : Validation de l'humidité du sol sur la parcelle 120 avant (trait continu) et après (trait discontinu) application des règles d'étalonnage – 1<sup>ère</sup> période



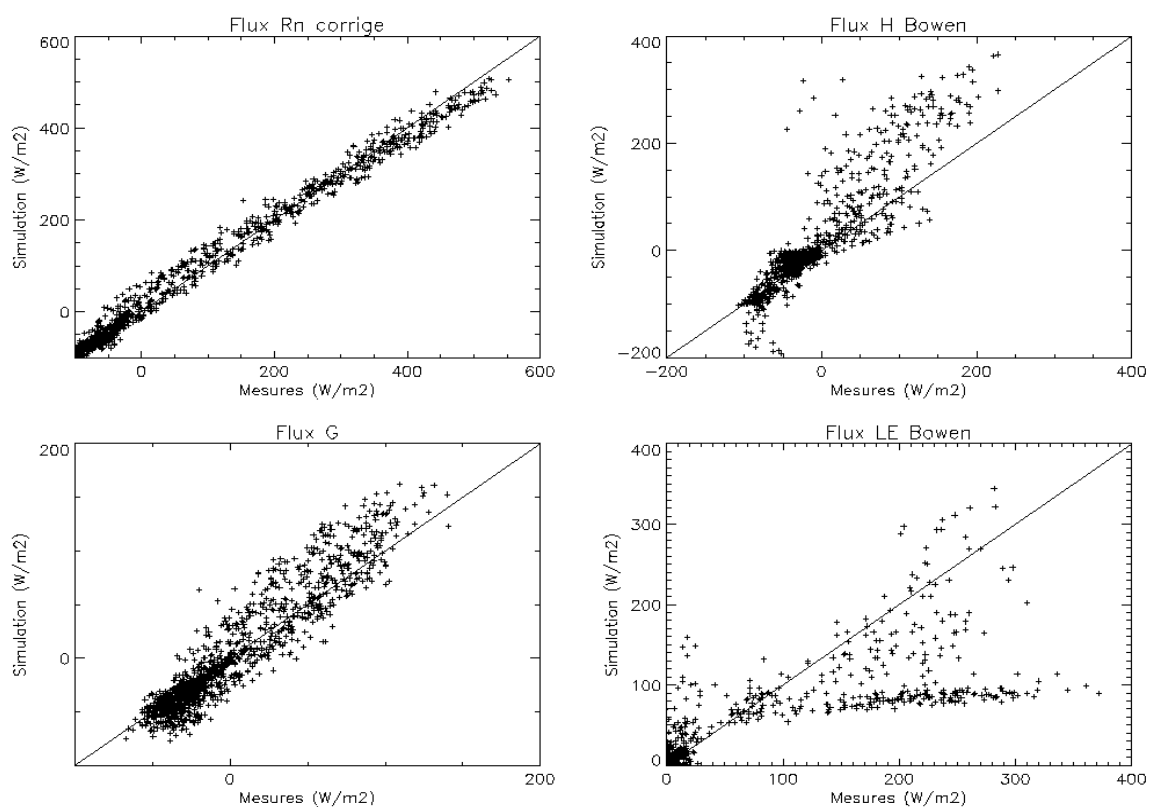


Fig. 6.10 : Validation des flux de surface - Parcelle 120 - 1<sup>ère</sup> période

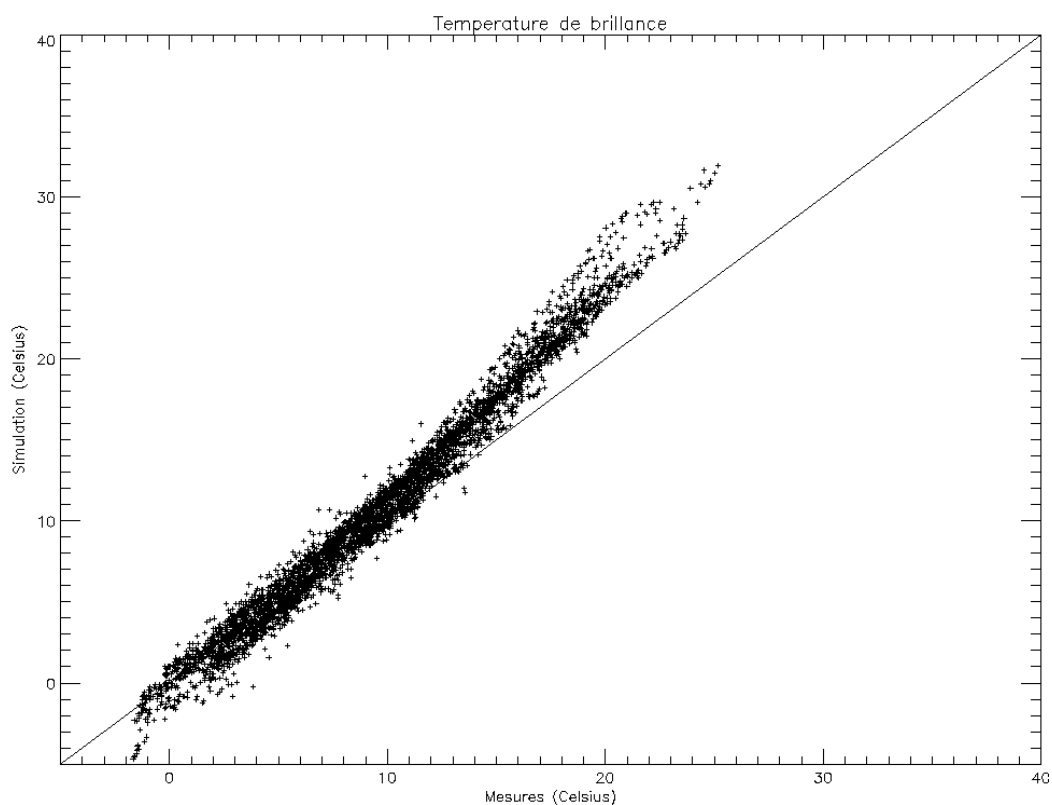


Fig. 6.11 : Validation de la température de brillance in situ - Parcelle 120 - 1<sup>ère</sup> période

### 6.3.2 Validation des variables locales sur la période 464-537

De manière similaire à la première période, la simulation de l'humidité du sol a été améliorée sur le premier horizon après l'augmentation de la conductivité hydraulique à saturation (Fig. 6.12 et Tab 6.9). Toutefois, le contenu en eau de la première couche de sol indique des différences importantes. Tout d'abord, les mesures du jour d'expérimentation 474 témoignent d'une augmentation non négligeable de l'humidité que le modèle ne simule pas. Ceci peut s'expliquer par un apport d'eau extérieur qui n'a pas été directement pris en compte dans la modélisation (précipitations localisée ou irrigation supplémentaire). Par ailleurs, le modèle est dans l'incapacité de reproduire la très forte sécheresse entre les jours 500 et 520. Il aurait alors été préférable d'utiliser dans la modélisation, l'extrapolation de la courbe de rétention dans le régime sec (Eq. 3.15) afin d'améliorer les résultats sur cette période particulière.

La simulation des couches intermédiaires conduit encore à un trop grand assèchement. Celui-ci est désormais beaucoup plus prononcé pour les couches 30-50 et 50-80 cm du fait de l'extension verticale du profil racinaire et de la plus forte extraction racinaire associée. Enfin, les simulations des couches plus profondes et du stock d'eau restent relativement correctes.

Les tendances observées lors de la validation sur la première période de simulation se confirment totalement pour les 4 flux de surface (Fig. 6.13) et pour la température de brillance (Fig. 6.14). Le seul point positif concerne finalement l'amélioration obtenue sur le flux G. Concernant les flux H et LE, les résultats sont particulièrement médiocres, avec des RMSE généralement compris entre 50 et 100 W.m<sup>-2</sup>. Ceci est d'autant plus significatif sur cette période que les flux H et LE sont calculés par la méthode du rapport de Bowen.

<u>Variable</u>	<u>Simulation Initiale</u>			<u>Validation</u>		
	B	RMSE	E	B	RMSE	E
$\theta_{0-5}$	0.024	0.051	0.45	0.003	0.046	0.56
$\theta_{0-10}$	0.030	0.040	0.45	0.001	0.021	0.86
$\theta_{10-20}$	0.035	0.037	-0.07	0.011	0.022	0.63
$\theta_{20-30}$	-0.004	0.016	0.83	-0.023	0.033	0.26
$\theta_{30-50}$	-0.018	0.022	0.66	-0.036	0.041	-0.25
$\theta_{50-80}$	0.010	0.019	0.82	-0.014	0.018	0.83
$\theta_{80-120}$	0.016	0.023	-0.028	0.007	0.011	0.75
$\theta_{0-140}$	0.011	0.016	0.64	-0.004	0.010	0.86
Rn	-5.5	42.2	0.97	-3.4	43.1	0.97
G	-1.1	29.1	0.53	1.1	20.4	0.77
H <sub>fluctuation</sub>	8.4	36.0	0.74	10.2	52.5	0.45
LE <sub>fluctuation</sub>	-14.7	65.3	0.79	-13.1	70.7	0.75
H <sub>bowen</sub>	1.4	70.9	0.61	-10.4	86.4	0.42
LE <sub>bowen</sub>	-22.5	79.2	0.69	-0.5	93.4	0.56
T <sub>b</sub>	2.0	2.8	0.84	1.4	2.7	0.85

Tab 6.9 : Scores obtenus lors de la validation sur la deuxième période de la parcelle 120

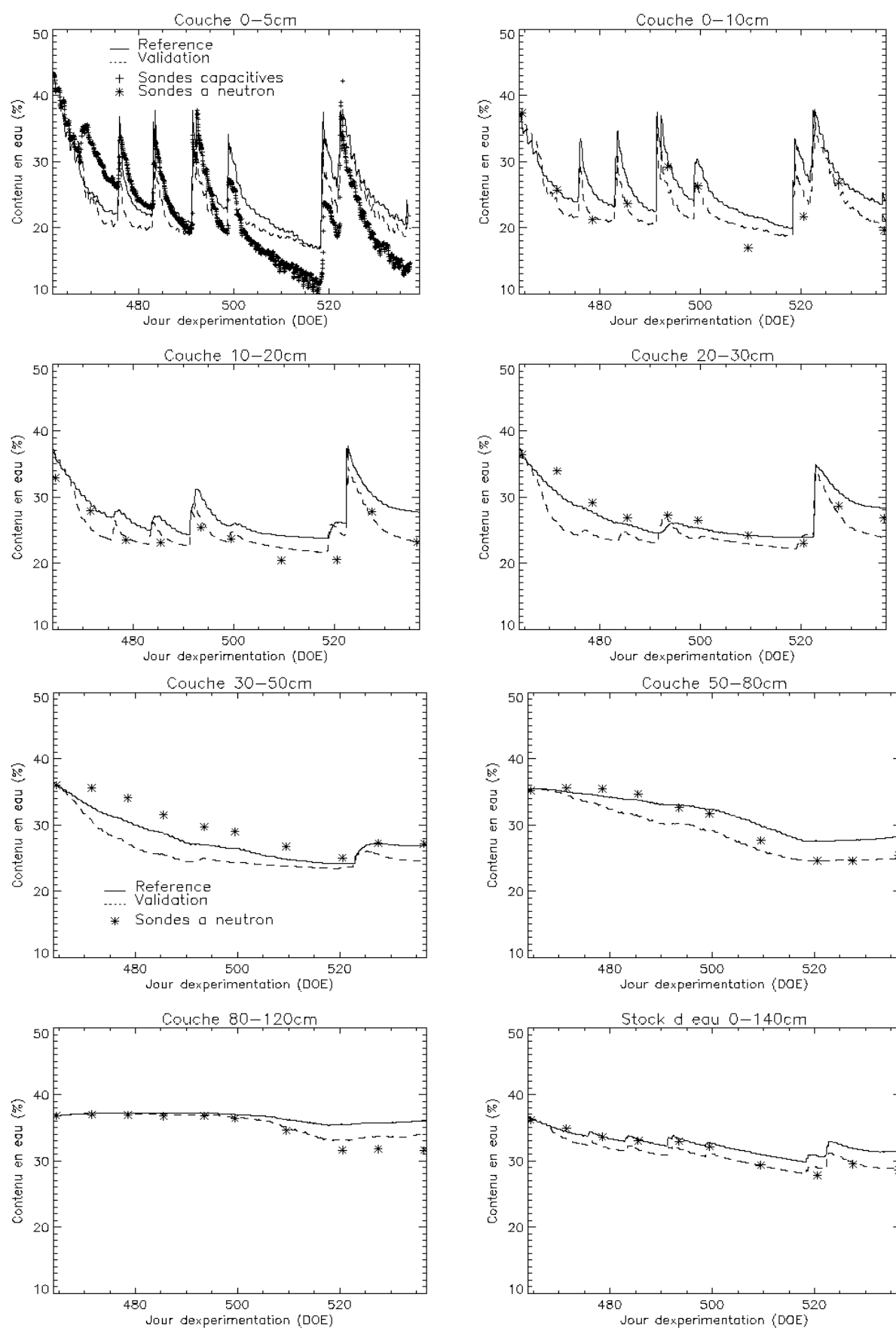


Fig. 6.12 : Validation de l'humidité du sol sur la parcelle 120 avant (trait continu) et après (trait discontinu) application des règles d'étalonnage - 2<sup>ème</sup> période

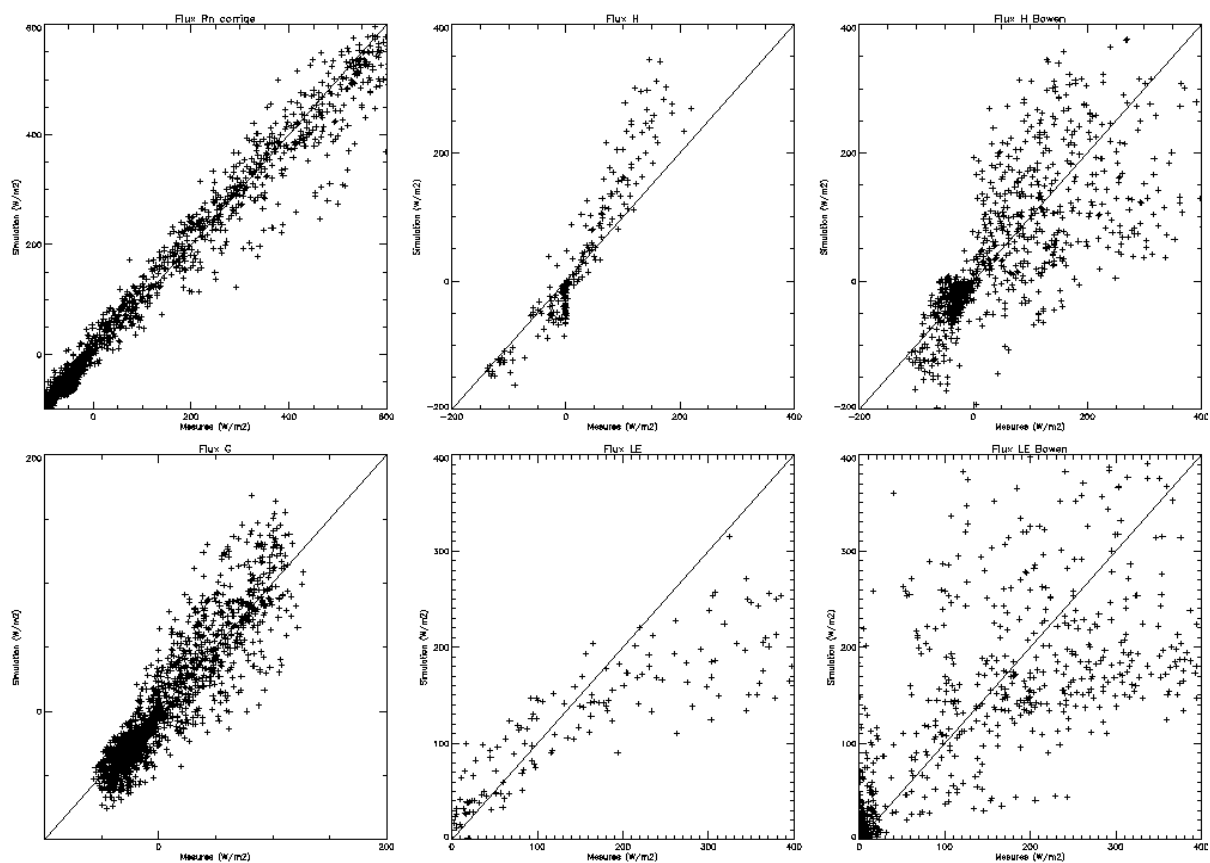


Fig. 6.13 : Validation des flux de surface - Parcelle 120 – 2<sup>ème</sup> période

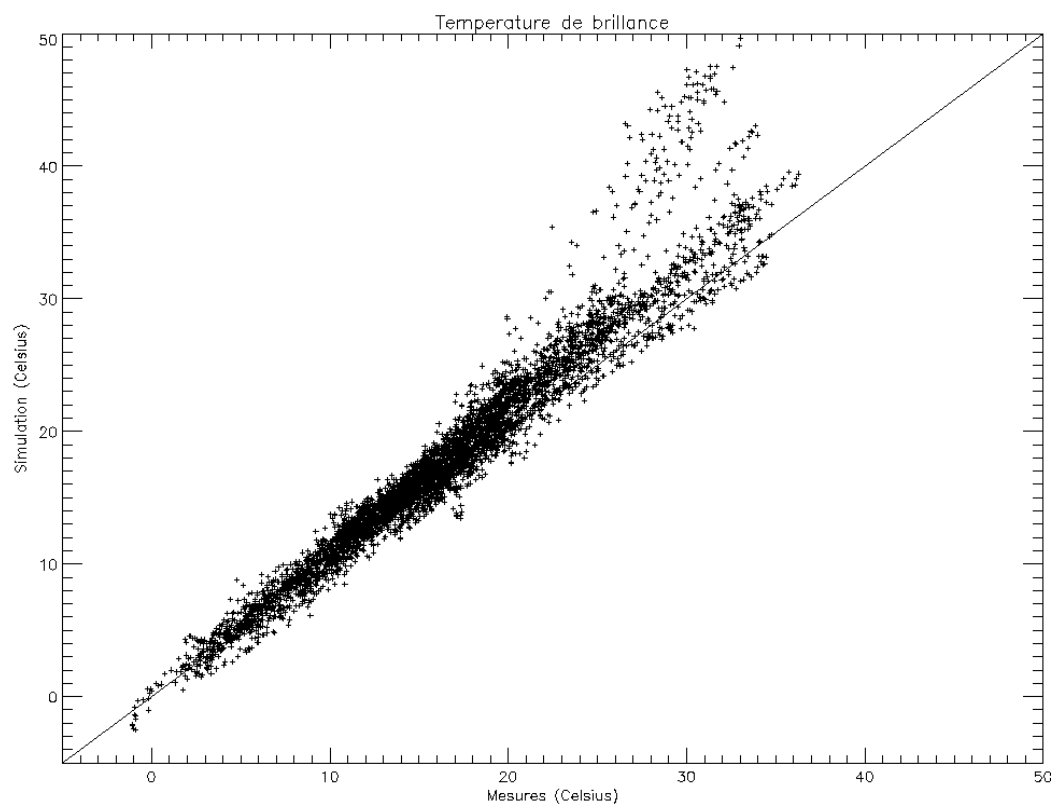


Fig. 6.14 : Validation de la température de brillance in situ - Parcelle 120 – 2<sup>ème</sup> période

### 6.3.3 Validation des données de télédétection

La validation des réflectances directionnelles Polder et de températures de brillance aéroportées a aussi été réalisée sur la parcelle 120. La comparaison des réflectances (Fig. 6.15 à 6.17) et les scores obtenus (Tab. 6.10) confirment les tendances observées lors de l'étalonnage du modèle concernant les effets directionnels. D'autre part, le canal Vert est fortement surestimé. Il a été constaté que la prise en compte de la couche de végétation sénescente était toujours à l'origine de cette augmentation. Malgré un OAI vert relativement important sur cette parcelle, l'influence de cette couche intervient dès le jour 437 pour un OAI jaune de seulement  $0.30 \text{ m}^2 \cdot \text{m}^{-2}$ . Le jour qui suit est aussi mieux représenté du fait de la légère décroissance de ce même indice (0.20) et de la forte humidité superficielle du sol qui contribue à la diminution de l'albédo du sol. La présence de feuilles jaunes augmente alors régulièrement jusqu'à la fin de la simulation, ce qui se traduit par des écarts de plus en plus prononcés entre simulation et observations.

Dans le canal Rouge, l'effet de la couche jaune a moins d'influence puisque la transmittance de ces éléments est nulle dans ce canal. En cohérence avec les forts OAI verts observés sur cette parcelle, la couche de végétation verte est prépondérante sur la simulation des réflectances du couvert. En conséquence, l'impact du sol sur la simulation est fortement limité, ce qui s'exprime par des effets directionnels quasi inexistant dans la modélisation. Par contre, le dernier jour de simulation (526) montre que cette fois la couche de végétation jaune devient alors prépondérante, avec un OAI jaune de 2.2 et un OAI vert de 0.5.

Enfin, le canal PIR est toujours aussi sensible au sol du fait de la très faible absorbance des organes de la végétation. De ce fait, les effets directionnels sont bien pris en compte et la simulation est relativement correcte dans l'ensemble. Toutefois, les deux derniers jours de simulation indiquent aussi une surestimation.

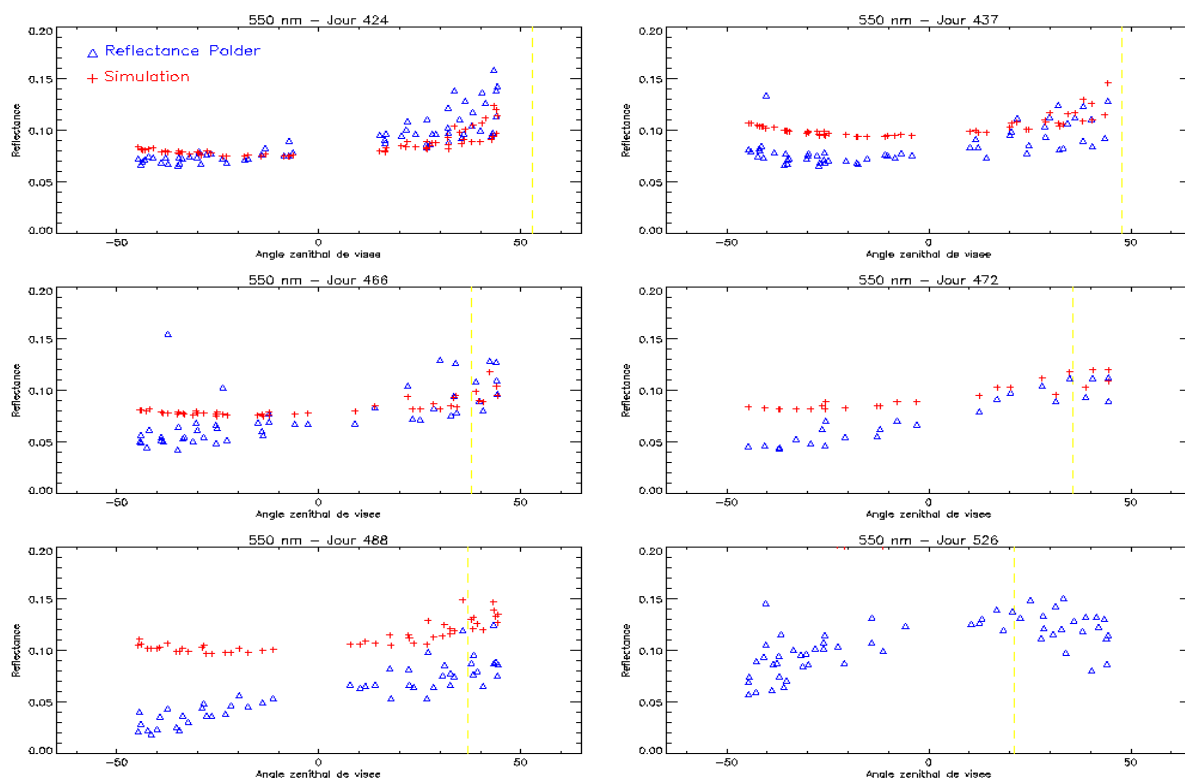


Fig. 6.15 : Validation des réflectances - canal Vert (550 nm)

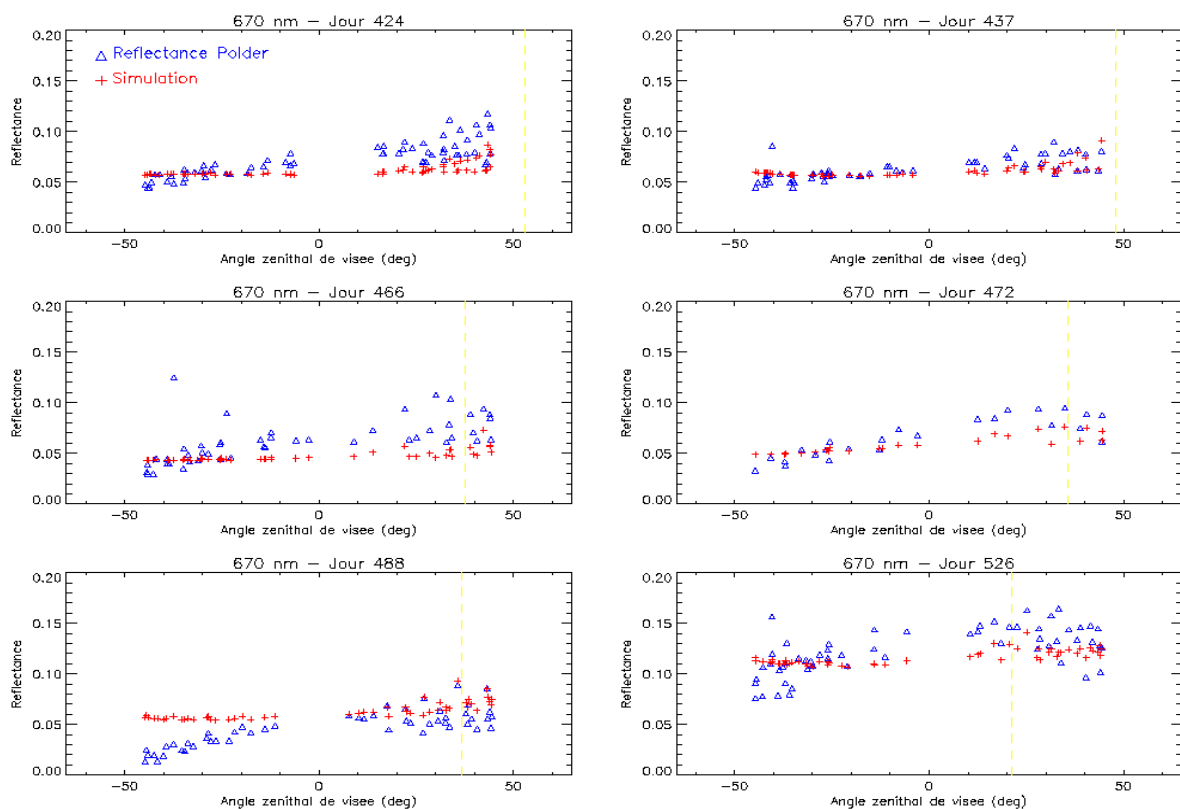


Fig. 6.16 : Validation des réflectances - canal Rouge (670 nm)

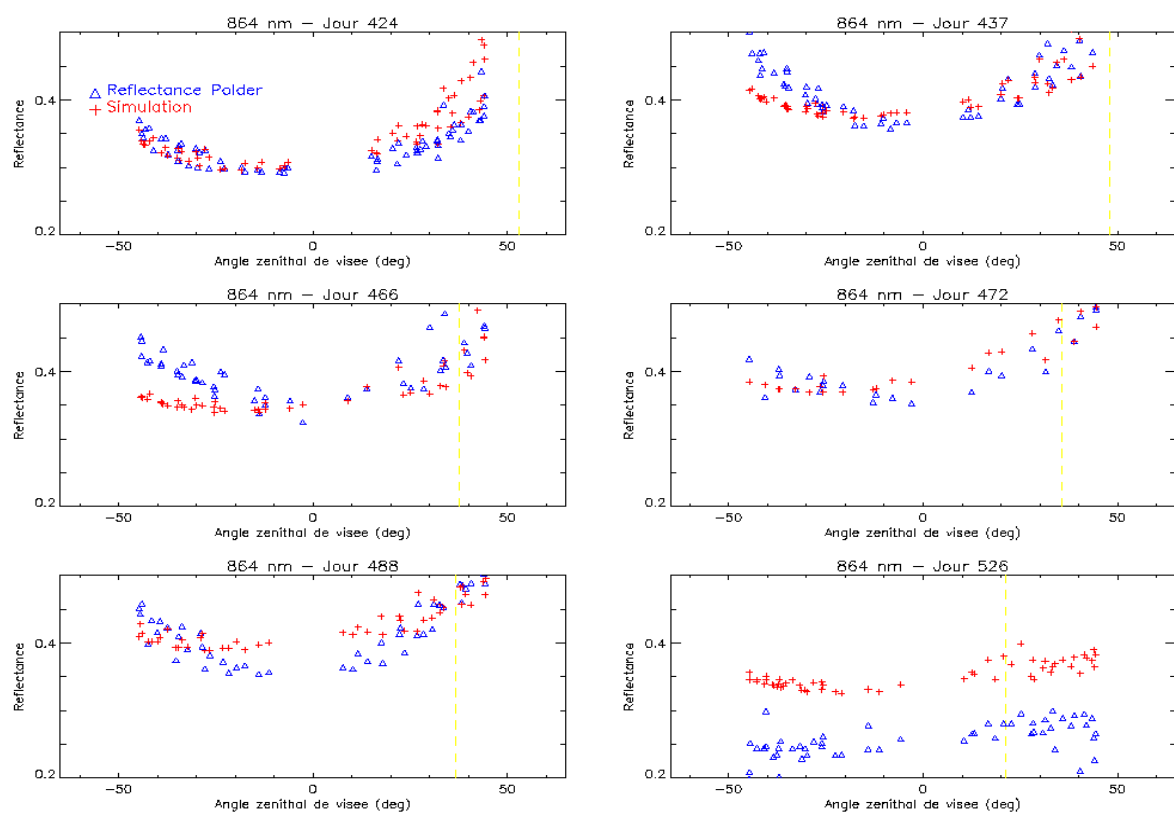


Fig. 6.17 : Validation des réflectances - canal PIR (864 nm)

<u>Jour</u> (DOE)	<u>Canal Vert</u>			<u>Canal Rouge</u>			<u>Canal PIR</u>		
	B	RMSE	E	B	RMSE	E	B	RMSE	E
<b>424</b>	-0.006	0.014	-0.13	-0.012	0.105	-0.60	0.016	0.029	0.66
<b>437</b>	-0.011	0.016	-0.14	-0.015	0.014	0.00	-0.020	0.041	0.25
<b>466</b>	0.007	0.023	-2.84	-0.016	0.019	-1.07	-0.039	0.052	-0.04
<b>472</b>	0.021	0.024	0.07	-0.007	0.024	-0.43	0.005	0.021	0.74
<b>488</b>	0.052	0.0054	-0.02	0.016	0.008	-0.17	0.006	0.026	0.50
<b>526</b>	0.110	0.113	-0.03	-0.007	0.017	-3.23	0.099	0.102	-0.03

Tab. 6.10 : Scores obtenus sur les réflectances Polder dans les canaux Vert, Rouge et PIR par la validation du modèle sur la parcelle 120

Enfin, la validation sur les températures de brillance aéroportées a aussi été effectuée à l'échelle de la parcelle (Fig 6.18). Les résultats confirment nettement la forte tendance du modèle couplé à la surestimation de cette grandeur ( $B = 1.68$  K et  $RMSE = 3.07$  K), en totale adéquation avec les résultats observés auparavant sur la température de brillance locale.

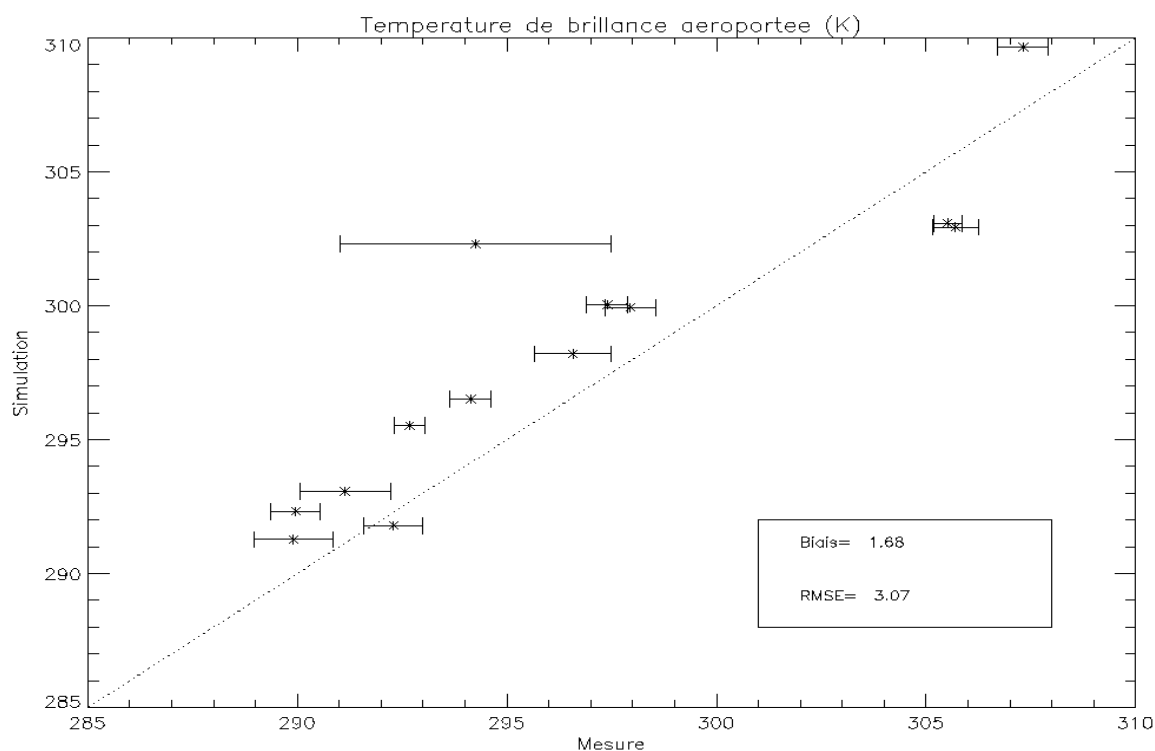


Fig. 6.18 : Validation de la température de brillance aéroportée

## 6.4 Etalonnage du modèle à partir de données de télédétection

Dans ce second cas d'étude, l'étalonnage du modèle a été réalisé sur la période de simulation 440-460 de la parcelle 101 à partir de la seule prise en compte des températures de brillance *in situ* ( $T_b$ ) et des contenus en eau des 5 premiers centimètres du sol ( $\theta_{05}$ ). Dans ce contexte d'assimilation de données de télédétection, les mesures des flux de surface ont donc été utilisées exclusivement en tant que variables de validation.

### 6.4.1 Présentation générale de la méthode d'étalonnage

A la différence des différents scénarios d'étalonnage appliqués précédemment, nous n'avons pas cherché à déterminer manuellement un jeu particulier de paramètres qui optimise la simulation de différentes variables pronostiques. En fait, l'étalonnage réalisé a reposé sur l'idée principale de l'approche multicritère, à savoir qu'il est généralement impossible d'isoler un jeu de paramètres qui optimise simultanément plusieurs variables pronostiques du modèle. D'un autre côté, il a été montré précédemment qu'il était possible de parvenir à un étalonnage du modèle couplé en analysant les simulations retenues par le rangement de Pareto. L'objectif de cette étude visait ainsi à proposer et à appliquer une méthode d'étalonnage basée sur une exploitation optimale des gammes d'incertitudes privilégiées associées à chaque paramètre sensible. En outre, cette méthode devait permettre de répondre aux interrogations suivantes : Peut-on parvenir à une optimisation efficace et simultanée de différents paramètres sensibles du modèle ? Quel est alors l'impact de cette optimisation sur la simulation de l'ensemble des processus de surface (flux, gestion du contenu en eau, ...) ? De manière analogue, quel est alors l'impact des paramètres non sensibles sur la simulation de ces mêmes processus (un paramètre non sensible sur  $T_b$  et/ou  $\theta_{05}$  pouvant avoir un fort impact sur la simulation d'une autre variable de sortie du modèle) ? Cette méthode devait ainsi permettre de déterminer les potentialités des données de télédétection d'un modèle TSVA dans un pur contexte d'assimilation de données.

De manière générale, la méthode d'étalonnage proposée (Fig. 6.19) est basée sur une procédure itérative d'optimisation des paramètres. Elle consiste en premier lieu à isoler d'un ensemble de simulations réalisées, toutes celles qui garantissent simultanément une bonne simulation de  $T_b$  et  $\theta_{05}$ . Ceci a été fait par un procédé proche de celui présenté lors des analyses de sensibilité (rangement de Pareto). En effet, la technique de sélection conduite dans ce cas d'étude a associé un seuillage après rangement de Pareto (cf. Chapitre 5). Cette technique a le principal avantage d'éliminer les jeux de paramètres qui conduisent à une très bonne simulation sur une fonction critère au détriment de l'autre. Par la suite, l'application de la méthode d'analyse de sensibilité multicritère a permis de détecter les différents paramètres sensibles du modèle et leurs gammes de variation privilégiées associées. L'étape suivante a simplement consisté à générer un nouvel ensemble de simulations, notamment en : (1) contraignant le tirage aléatoire des paramètres sensibles dans leur nouvelles gammes de variations réduites et (2) laissant totalement libre les paramètres pour lesquels aucune information n'a pu être dégagée. Ainsi de manière itérative, une nouvelle analyse a pu être mise en œuvre.

Ce processus itératif constitue une procédure d'optimisation simultanée de plusieurs paramètres dont le principe reste relativement simple. Elle a aussi l'avantage de procéder à une analyse de sensibilité multicritère des paramètres du modèle au niveau de chaque itération. De plus, il est possible d'appréhender sur la fenêtre temporelle étudiée, l'erreur du modèle liée à la méconnaissance des paramètres d'entrée. La quantification de cette erreur est



d'un intérêt majeur en vue de l'application d'une technique d'assimilation séquentielle dans le modèle. Ceci a été mis en oeuvre sur le modèle couplé de la manière suivante.

- La première étape consiste, à partir des simulations sélectionnées par rangement de Pareto et seuillage à chaque itération, à estimer la moyenne réelle de chaque variable de sorties du modèle. Ceci est fait à chaque pas de temps de sortie du modèle. Ainsi, la moyenne réelle a été calculée pour les variables pronostiques  $R_n$ ,  $G$ ,  $H$ ,  $LE$ ,  $T_b$  et  $\theta_{05}$ , à l'aide de la relation simple suivante :

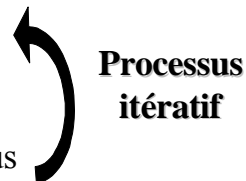
$$m_y(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N y_i(t) \quad (\text{Eq. 6.4})$$

où  $m_y(t)$  représente l'estimation de la moyenne réelle de la variable pronostique  $y$  au pas de temps  $t$  du modèle.  $N$  représente quant à lui le nombre total de simulations retenues par la technique de sélection.

- La seconde étape consiste à calculer le RMSE (cf. Eq. 5.1) sur l'ensemble de la période retenue entre la moyenne réelle estimée et les données expérimentales. Ainsi, l'incertitude liées aux paramètres est prise en compte dans l'erreur du modèle qui est calculée.

### **Méthode itérative d'étalonnage (3 itérations)**

- 1) - Génération d'un ensemble de simulation
- 2) - Analyse de sensibilité sur ( $T_b$  et  $\theta_{05}$ )
- 3) - Réduction des intervalles de variations de tous les paramètres sensibles



**Estimation des erreurs du modèle liées à  
l'incertitude sur les paramètres**

*Fig. 6.19 : Principe de l'étalonnage appliqué dans le contexte d'assimilation de données*

## **6.4.2 Application de la méthode d'étalonnage**

L'étalonnage du modèle a été réalisé sur la période de simulation 440-460 de la parcelle 101 pour laquelle on dispose d'un maximum de flux  $H$  et  $LE$  mesurés par la méthode des fluctuations. Trois itérations ont été étudiées. A l'ordre 1, l'ensemble constitué par les 2500 simulations des analyses de sensibilité multicritère a été conservé. Aux deux ordres suivants, 2000 simulations ont été réalisées. Nous avons montré au cours du chapitre 5 que ce nombre de simulations était suffisant pour assurer une analyse de sensibilité statistiquement fiable. Il est important de souligner que pour ces deux dernières itérations, certains paramètres ont été

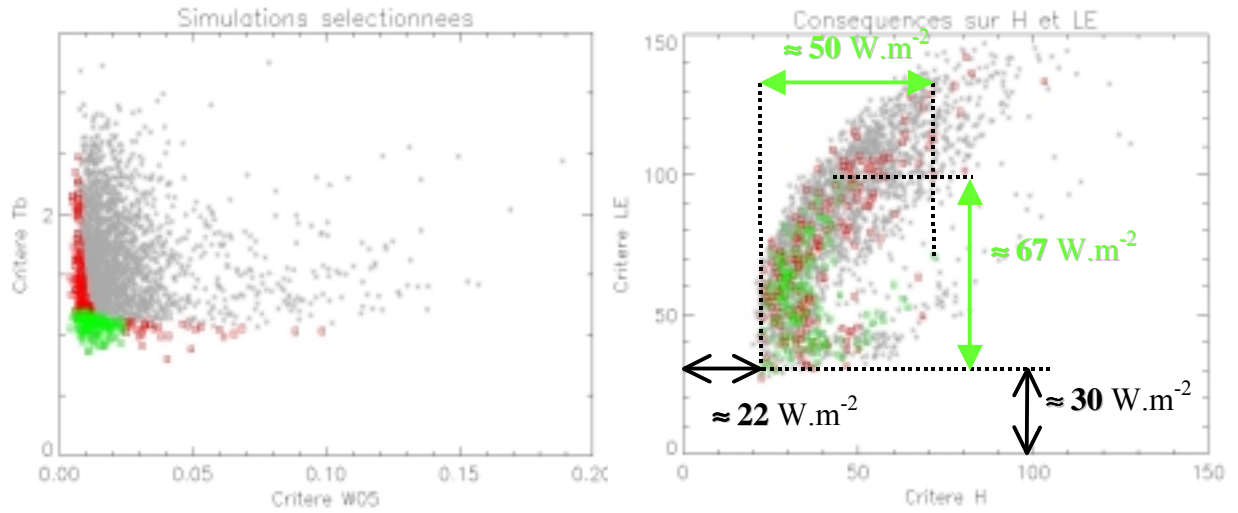
fixés à leur valeurs expérimentales. C'est particulièrement le cas des OAI, des profondeurs caractéristiques du profil racinaire et des conditions initiales. Ce choix a été établi (1) pour assurer une cohésion avec les différents scénarios d'étalonnage qui ont été menés au cours de l'étalonnage manuel et (2) pour que l'étude soit principalement axée sur un étalonnage des propriétés hydrodynamiques du sol. De fait, tous les autres paramètres du modèle couplé ont été laissés libres dans leurs gammes de variation définies dans le Tableau 5.1. A noter aussi que de manière analogue à l'analyse de sensibilité, seuls les résultats de simulation compris entre 7 et 16 heures ont été conservés.

### 6.4.3 Analyse des résultats

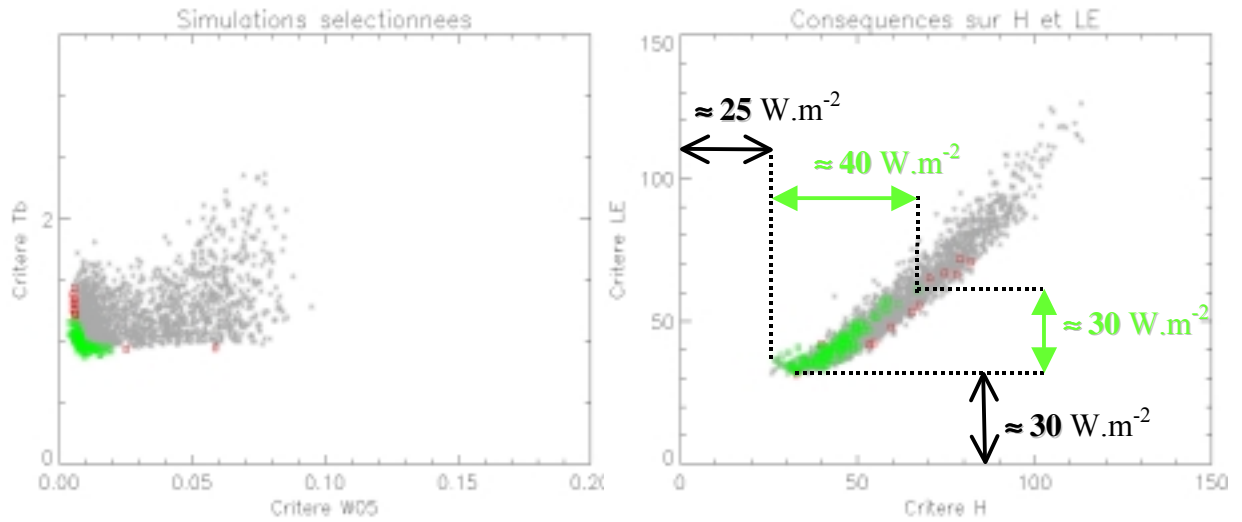
Les résultats obtenus pour chacune des 3 itérations sont présentés sur la Figure 6.20. La colonne de gauche montre les résultats obtenus sur les deux fonctions critère qui ont retenues lors de l'étalonnage (RMSE calculés par rapport aux observations de  $T_b$  et  $\theta_{05}$  sur l'ensemble de la période de simulation). Chaque croix grise représente une simulation qui a été réalisée. Les carrés de couleur indiquent quant à eux les simulations retenues après sélection par rangement de Pareto (carrés rouges et verts), puis par seuillage (carrés verts seuls). Cette distinction de couleur montre bien que certains jeux de paramètres conduisent à une bonne estimation d'une variable au détriment de l'autre. L'application d'une technique de seuillage permet donc d'améliorer l'étalonnage. Les seuils ont été fixés arbitrairement à des valeurs caractéristiques des erreurs d'observation (1.3 K pour  $T_b$  et  $0.025 \text{ cm}^3.\text{cm}^{-3}$  pour  $\theta_{05}$ ). La colonne de droite montre quant à elle, les répercussions obtenues sur les flux H et LE à chaque itération. Ces répercussions ont aussi été évaluées par le biais des RMSE calculés par rapport aux observations (méthode des fluctuations) sur l'ensemble de la période de simulation.

De manière générale, les résultats montrent que la procédure d'optimisation itérative permet d'améliorer progressivement et simultanément les simulations de  $T_b$  et de  $\theta_{05}$ . Ainsi, la dispersion d'ensemble des simulations est fortement réduite au niveau de chaque nouvelle itération. A la 3<sup>ème</sup> itération, les 2000 simulations réalisées conduisent à une dispersion quasi négligeable sur  $T_b$  et  $\theta_{05}$ . L'exploitation des gammes de variation privilégiées des paramètres sensibles s'est donc avérée être bénéfique et la technique d'étalonnage efficace de ce point de vue. Un biais systématique de 0.9 K a toutefois été observé sur la température de brillance quel que soit l'itération. En ce qui concerne la répercussion sur les flux de chaleur sensible et de chaleur latente, les résultats obtenus à la 1<sup>ère</sup> itération témoignent d'une très grande dispersion. La technique de sélection par rangement de Pareto n'a pas permis de limiter cette dispersion d'ensemble. Une légère amélioration a été toutefois constatée après application du seuillage puisque une concentration plus importante de carrés verts est observable vers les plus faibles valeurs des RMSE. Il a particulièrement été montré que cette limitation de la dispersion était principalement due à l'application du seuillage sur la température de brillance. Cependant, la dispersion reste encore relativement importante puisqu'elle est de l'ordre de 50 et 70  $\text{W.m}^{-2}$  respectivement pour H et LE. A la 2<sup>nde</sup> itération, une nette amélioration sur les flux de surface a été remarquée. Cette tendance est encore plus prononcée à la 3<sup>ème</sup> itération, puisque la dispersion d'ensemble n'est plus que de 20 et 10  $\text{W.m}^{-2}$  respectivement pour H et LE. Ici encore, des biais systématiques ont été observés. Ils sont de l'ordre de 25 à 30  $\text{W.m}^{-2}$ . Ils indiquent que quel que soit le jeu de paramètres initial, il n'est pas possible sur cette période de simulation de parvenir à une meilleure estimation de H et LE. Cependant, ces ordres de grandeur sont tout à fait comparables avec l'erreur commise sur la mesure des flux et sont relativement acceptables.

### Itération 1



### Itération 2



### Itération 3

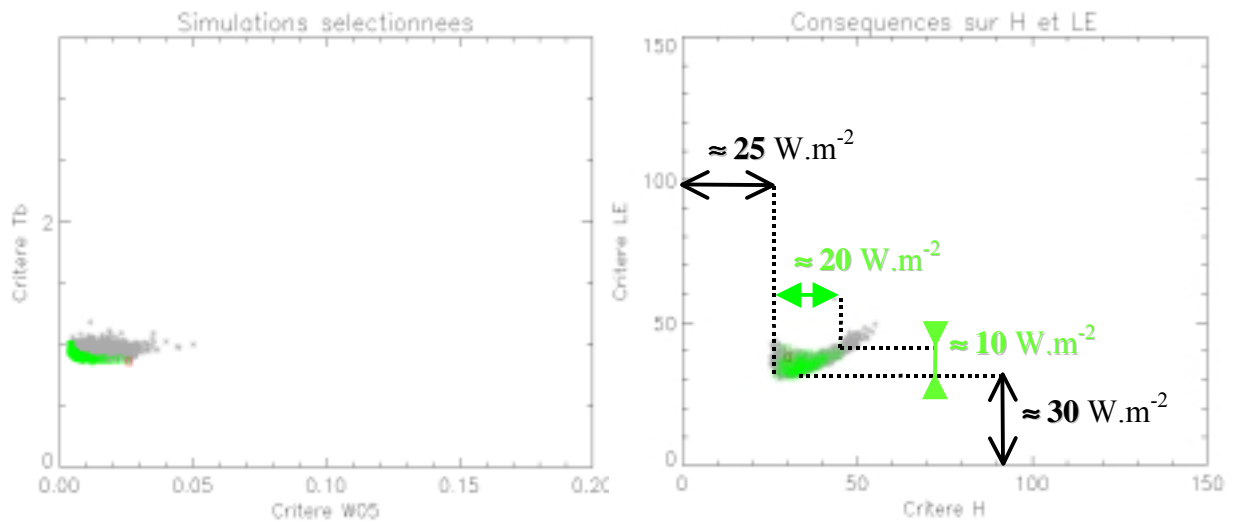












Fig. 6.20 : Visualisation de l'espace des critères pour chaque itération. La colonne de gauche montre les critères  $T_b$  et  $\theta_{05}$  à partir desquels l'étalonnage a été réalisé. La colonne de droite montre l'impact de l'étalonnage sur la simulation des flux  $H$  et  $LE$ .

Dans le tableau 6.11, les scores obtenus sur l'ensemble de la période de simulation entre la moyenne réelle estimée (cf. Eq. 6.4) et les observations ont été indiqués. Les flèches de couleur renseignent sur les principales évolutions des RMSE estimées entre chaque itération. Ainsi, à une flèche verte est associée une amélioration de l'estimateur et inversement, à une flèche rouge est associée une dégradation. Le tableau reprend implicitement les résultats interprétés graphiquement sur la figure précédente. De manière générale et pour la 3<sup>ème</sup> itération, les scores obtenus sur l'ensemble des flux de surface sont tout à fait satisfaisants, puisqu'ils sont tous de l'ordre de 30 à 50 W.m<sup>-2</sup>. Le score plus important obtenu sur G est associé à un biais du modèle sur cette variable (pas de dispersion imputable à la variation initiale des paramètres), révélant l'incapacité du modèle à reproduire les observations obtenues sur cette grandeur quel que soit le jeu de paramètres initial. En ce qui concerne la gestion de l'eau dans le sol, la procédure d'étalonnage conduit à une dégradation des scores sur les couches comprises entre 10 et 30 centimètres. Ceci tient au fait que peu de sensibilité a été observée pour le second horizon du sol. Il semble ainsi cohérent de parvenir à un plus mauvais étalonnage sur ces couches de sol. En revanche, les contenus en eau des couches de sol profond sont relativement mieux estimées (RMSE compris entre 0.007 et 0.011 cm<sup>3</sup>.cm<sup>-3</sup>). Sur cette période d'étalonnage caractérisée par un couvert qui se développe et qui par conséquent transpire fortement, l'assimilation de la température de brillance a permis d'optimiser plusieurs paramètres hydrodynamiques du sol profond. De plus, la prise en compte de l'humidité superficielle en tant que fonction critère s'est avérée être particulièrement complémentaire. Ces résultats ouvrent des perspectives intéressantes quant à l'assimilation de données de télédétection dans les modèles TSVA. Toutefois, il apparaît indispensable de confirmer ces résultats, notamment dans des conditions climatiques et environnementales différentes.

<b><u>RMSE</u></b>	<b><u>Itération 1</u></b>	<b><u>Itération 2</u></b>	<b><u>Itération 3</u></b>
<b>T<sub>b</sub> (K)</b>	1.0	1.0 	0.9
<b>θ<sub>05</sub> (m<sup>3</sup>.m<sup>-3</sup>)</b>	0.009 	0.007	0.007
<b>Rn (W.m<sup>-2</sup>)</b>	30.6 	31.0	30.0
<b>G (W.m<sup>-2</sup>)</b>	65.8 	50.8	49.1
<b>H (W.m<sup>-2</sup>)</b>	25.8 	42.3 	33.8
<b>LE (W.m<sup>-2</sup>)</b>	50.7 	39.0 	34.0
<b>θ<sub>10-20</sub> (m<sup>3</sup>.m<sup>-3</sup>)</b>	?	0.016 	0.019
<b>θ<sub>20-30</sub> (m<sup>3</sup>.m<sup>-3</sup>)</b>	?	0.022 	0.025
<b>θ<sub>50-80</sub> (m<sup>3</sup>.m<sup>-3</sup>)</b>	?	0.007	0.007
<b>θ<sub>80-120</sub> (m<sup>3</sup>.m<sup>-3</sup>)</b>	?	0.011	0.011

Tab. 6.11 : Evolution des RMSE au cours des 3 itérations réalisées au cours de l'étalonnage itératif. Les flèches vertes (respectivement rouges) signalent une relative amélioration (dégradation) entre itérations. Les ? correspondent à des données non conservées

## 6.5 Conclusion du chapitre

L'étalonnage des paramètres d'entrée d'un modèle s'avère être une étape préliminaire indispensable à son fonctionnement. Cette étape a été abordée dans ce travail de deux manières différentes.

A partir d'une méthode classique d'étalonnage manuel, plusieurs paramètres du modèle ont été optimisés de manière efficace sur la période complète de simulation. Ceci a permis d'exprimer pleinement les potentialités de ce même modèle quant à la simulation de plusieurs variables pronostiques sur un cycle végétal complet d'une culture de blé. En complément, une étude portant sur la connaissance initiale des propriétés du sol, notamment sur les paramètres hydrodynamiques du modèle, a aussi été menée. La détermination expérimentale de ces paramètres nécessite en général de lourds moyens instrumentaux et humains, ce qui ne facilite pas l'utilisation des modèles tels que SiSPAT. Les résultats ont permis d'estimer de manière simple les paramètres hydrodynamiques à partir des résultats dégagés des analyses de sensibilité. Cette méthode s'est avérée relativement performante et laisse entrevoir l'intérêt du développement d'une technique d'optimisation plus robuste.

A partir des résultats obtenus au cours de l'étalonnage manuel, la validation du modèle a été effectuée sur une deuxième parcelle de blé. Ainsi la majeure partie des valeurs des paramètres sensibles du modèle ont été directement utilisées dans la simulation. Les résultats se sont avérés relativement moins performants, particulièrement en ce qui concerne les flux de chaleurs sensible et latente. Dans ce dernier cas, la mauvaise qualité des mesures de flux H et LE, notamment celles calculés par la méthode du rapport de Bowen, explique en partie ces mauvais résultats. Il a tout de même été constaté que l'application des règles d'étalonnage conduisait généralement à une amélioration des performances du modèle.

Enfin, une dernière étude a porté sur l'étalonnage du modèle à partir de la simple prise en compte des températures de brillance et des humidités superficielles du sol. L'utilisation de ces deux variables en tant que critères d'étalonnage dans le modèle couplé a permis de proposer une méthode itérative d'étalonnage. L'impact sur la simulation des flux de surface a ainsi pu être analysé. Les résultats obtenus par cette procédure sur une phase de développement du couvert végétal ont été globalement satisfaisants sur l'ensemble des processus de surface simulés. Ils ont montré que l'assimilation dans un modèle TSVA complexe de la température de brillance et de l'humidité superficielle du sol était complémentaire dans les conditions environnementales et atmosphériques investiguées. Ils laissent aussi entrevoir la possibilité d'étalonner plusieurs paramètres hydrodynamiques et thermiques du sol, ainsi que plusieurs paramètres de végétation de manière simultanée.





## Conclusion générale

Cette étude a porté sur le développement, l'étalonnage et la validation d'un modèle couplé du fonctionnement et du transfert radiatif des couverts végétaux. Il a été mené à l'échelle de la parcelle, à partir de la base de données acquises sur deux parcelles de blé lors de la campagne Alpilles ReSeDA.

Dans un premier temps, ce travail a permis d'établir une nouvelle version du modèle TSVA SiSPAT (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer, Braud, 1995), étendue à un fonctionnement en mode "télédétection". Cette version, appelée SiSPAT-RS (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer - Remote Sensing), est capable de simuler à l'échelle de la parcelle les principaux processus de surface et certaines grandeurs accessibles par télédétection, c'est à dire les réflectances directionnelles dans le Visible-PIR et les températures de brillance directionnelles dans l'infrarouge thermique. L'intérêt du développement de cette version étendue s'inscrit dans une perspective d'assimilation de données de télédétection dans le modèle SiSPAT. En effet, la principale originalité du modèle SiSPAT réside dans sa capacité reconnue de gestion fine du bilan hydrique du sol. Pour cela, il se base notamment sur une description détaillée du sol et sur la résolution couplée des transferts de chaleur et de masse. Cette spécificité lui permet d'estimer précisément la teneur en eau volumique à diverses profondeurs dans le sol. En contrepartie, la prescription d'un jeu important de paramètres en entrée du modèle est nécessaire, notamment en ce qui concerne les propriétés hydrodynamiques et thermiques du sol et la description du profil racinaire. La détermination expérimentale de ces paramètres peut s'avérer délicate, puisqu'elle nécessite généralement des moyens instrumentaux *in situ* et en laboratoire qui ne sont pas toujours faciles à mettre en oeuvre. D'autre part, la disponibilité et/ou la qualité de ce jeu de paramètres conditionne fortement les potentialités d'utilisation du modèle SiSPAT. Conjointement, l'information accessible par télédétection représente un moyen potentiellement efficace pour l'estimation des paramètres d'entrée du modèle. Plus particulièrement, l'humidité superficielle du sol est fortement corrélée aux données de télédétection acquises dans le domaine des micro-ondes. D'autre part, la température de brillance est en partie représentative du fonctionnement hydrique du couvert. Enfin, dans le domaine du visible-infrarouge, il est possible d'avoir accès à certaines caractéristiques structurelles et biophysiques du couvert végétal. La complémentarité de ces différents domaines spectraux est donc intéressante dans un objectif d'ajustement des paramètres du modèle, et notamment celui des paramètres hydrodynamiques du sol.

Dans cet objectif, un couplage a été réalisé entre SiSPAT et deux modèles de transfert radiatif des couverts végétaux, fonctionnant dans le sens direct. Dans le visible et l'infrarouge, il a reposé sur la version multicouche et multi-élément du modèle de réflectances SAIL (Verhoef, 1984). Cette version, nommée 2M-SAIL (Weiss et al., 2001), a le principal avantage de prendre en compte différents organes végétaux dans des états phénologiques distincts. Ainsi au cours de ce travail spécialement orienté vers une modélisation du cycle complet d'une culture de blé, il a été tenu compte de la présence d'une couche de feuilles jaunes qui se développe régulièrement au cours du cycle végétal. D'autre part, le modèle simple de réflectances de sol MRPV (Rahman, 1993) a été implanté dans la version 2M-SAIL afin de mieux prendre en compte les effets directionnels du sol dans la modélisation des réflectances du couvert végétal. Dans le domaine de l'infrarouge thermique, un modèle directionnel (François, 2001) a été implémenté dans le modèle SiSPAT-RS. Il a ainsi permis



de simuler les températures de brillance directionnelles dans l'infrarouge thermique.

Le fonctionnement du modèle couplé SiSPAT-RS repose sur un grand nombre de processus et de paramètres. Une étape préliminaire indispensable avant son étalonnage a consisté à déterminer les mécanismes et les paramètres prépondérants, et les conditions dans lesquels ils interagissent. La deuxième partie de ce travail a été consacrée à la conduite d'analyses de la sensibilité des paramètres et des variables d'initialisation du modèle. Généralement, les méthodes classiques d'analyse de sensibilité ne prennent en compte ni les interactions entre paramètres, ni l'impact des paramètres sur plusieurs variables de simulations. En tenant compte de ces deux aspects, l'approche retenue dans ce travail constitue une avancée significative dans l'analyse intrinsèque du modèle. Notre approche, proposée par Bastidas et al. (1999), repose sur un échantillonnage de paramètres de type Monte Carlo à partir duquel un ensemble de simulations est réalisé. La sensibilité des paramètres est ensuite déterminée à l'aide d'une technique de sélection de simulations multicritère, basée sur la notion du rangement de Pareto. Cette dernière permet d'isoler de l'ensemble des simulations réalisées, les différents jeux de paramètres qui conduisent à une bonne estimation simultanée de plusieurs variables pronostiques. Cette approche multicritère a été mise en oeuvre sur les 60 paramètres et variables d'initialisation du modèle, et plus particulièrement dans divers contextes d'applications. D'une part, deux périodes de simulations très contrastées d'un point de vue environnemental et climatique ont été étudiées. D'autre part, les études ont porté sur différentes fonctions critères. Les principaux résultats ont montré :

- la bonne capacité du modèle à simuler 5 variables pronostiques sur une phase de développement de couvert. Il a ainsi été possible de mettre en évidence que de nombreux jeux de paramètres conduisent à des performances équivalentes du modèle. Les simulations sélectionnées permettent de diminuer l'ambiguïté du modèle et de réduire ainsi l'incertitude des paramètres sensibles. Cet élément constitue une méthode efficace pour l'étalonnage du modèle.

- les difficultés rencontrées par le modèle quant à la simulation simultanée de 5 variables pronostiques sur une phase de sénescence du couvert. Il a été montré que l'origine de ce dysfonctionnement ne pouvait être imputé à un mauvais étalonnage des paramètres du modèle, mais plutôt à une mauvaise modélisation de ces processus et à la mauvaise qualité des données expérimentales.

- la possibilité d'étalonner certains paramètres hydrodynamiques dans un contexte d'assimilation de données de télédétection, reposant sur la seule prise en compte de la température de brillance et de l'humidité superficielle du sol. Par ailleurs, il a aussi été montré que l'application d'une technique de sélection combinant un rangement de Pareto et un seuillage permet de limiter les incertitudes quant à l'estimation des flux de surface H et LE.

La dernière partie de ce document a été consacrée à l'étalonnage et à la validation du modèle SiSPAT-RS. Deux approches d'étalonnage ont été particulièrement mises en oeuvre. Dans un premier temps, une approche classique d'étalonnage manuel a porté sur la période complète de simulation. Dans ce contexte, trois scénarios, liés à la connaissance expérimentale des propriétés du sol ont tour à tour été étudiés. Les résultats ont indiqué que le scénario basé sur une complète connaissance de la structure du sol conduisait à une meilleure estimation du stock d'eau dans le sol. Toutefois dans le cadre d'un scénario où la structure a été supposée non connue nous avons montré qu'il était possible d'étalonner les paramètres hydrodynamiques du sol. Tout ceci s'est finalement traduit par des scores relativement

similaires pour les trois scénarios. Dans l'ensemble, les résultats se sont avérés relativement performants. Par exemple, des écarts types par rapport aux mesures de l'ordre de  $30 \text{ W.m}^{-2}$  ont été respectivement obtenus sur le rayonnement net  $R_n$ , le flux de chaleur dans le sol  $G$  et les flux de chaleur sensible  $H$  et latente  $LE$  (calculés par la méthode des fluctuations). Des écarts types plus importants (de l'ordre de  $60 \text{ W.m}^{-2}$ ) ont été obtenus sur les flux  $H$  et  $LE$  calculés par la méthode Bowen. Cependant, les flux "Bowen" sont plus bruités et couvrent partiellement la phase de sénescence du couvert végétal sur laquelle le modèle est nettement moins performant. De plus, un écart-type par rapport aux mesures de  $1.9 \text{ K}$  a été observé sur la simulation de la température de brillance locale.

Par ailleurs, la prise en compte de la couche de végétation jaune a eu un impact bénéfique sur la simulation de plusieurs processus de surface, plus particulièrement celles du flux de chaleur dans le sol et du contenu en eau de plusieurs couches de sol. Par contre, elle n'a pas permis d'améliorer la simulation du bilan radiatif et des réflectances directionnelles. Bien que la phase de sénescence du couvert végétal constitue un épisode phénologique important du cycle végétal des cultures, la description de ces processus n'est généralement, pas prise en compte dans les modélisations du bilan d'énergie. Dans ce travail, un effort a particulièrement porté sur cet aspect. Toutefois, il a été supposé que les organes végétaux jaunes ne participaient pas à la transpiration du couvert végétal. Cette hypothèse n'est pas forcément réaliste puisque l'observation montre que ces organes sèchent régulièrement au cours du temps.

A partir des règles d'étalonnage proposées, la validation du modèle a été effectuée sur une seconde parcelle de blé. Les résultats se sont révélés plus mitigés. Dans l'ensemble, les règles d'étalonnage appliquées ont contribué à l'amélioration de la simulation de l'humidité dans le sol et du flux de chaleur dans le sol  $G$  ( $\text{RMSE} = 20 \text{ W.m}^{-2}$ ) par rapport à une simulation réalisée sans étalonnage. Toutefois, des écarts types de  $50$  à  $90 \text{ W.m}^{-2}$  par rapport aux observations ont été obtenus sur les flux  $H$  et  $LE$ .

Enfin, la seconde approche d'étalonnage a été réalisée sur la période de croissance de la végétation (440-460) et ce à partir de la seule prise en compte des mesures locales de températures de brillance et d'humidités superficielles du sol. Dans ce contexte d'assimilation de données de télédétection, une technique itérative d'étalonnage a été proposée et appliquée. Cette dernière permet notamment d'associer à chaque itération une analyse de sensibilité multicritère et une optimisation simultanée des paramètres sensibles. Elle permet *in fine* d'estimer l'erreur du modèle liée à l'incertitude des paramètres. Cette étape est importante pour la mise en place de techniques d'assimilation dans le modèle couplé. En effet, dans cet objectif, il est nécessaire de quantifier précisément les erreurs internes du modèle et celles liées aux observations. Dans notre cas, il s'avère dans l'état actuel de la modélisation et dans un contexte où tous les paramètres sont entachés d'incertitudes, que l'erreur du modèle est très supérieure aux incertitudes des observations. L'apport de l'assimilation pourrait donc être significatif. Ceci pourrait être réalisé en mettant en œuvre une technique d'assimilation variationnelle sur de courtes fenêtres temporelles (de l'ordre de quelques jours), afin de réajuster les paramètres du modèle au cours de la simulation. Nos travaux montrent que les seules variables télédétectées (température, humidité de surface) peuvent permettre de corriger plusieurs paramètres hydrodynamiques du sol et plusieurs paramètres de la végétation. Les résultats obtenus sur la période de simulation étudiée par la méthode d'étalonnage itérative sont très encourageants. Ils ont montré par ailleurs qu'il était aussi possible de simuler correctement les principaux processus de surface à partir d'un étalonnage basé sur la seule prise en compte de la température de brillance et de l'humidité superficielle du sol. Ainsi, des RMSE de l'ordre de  $30$  à  $50 \text{ W.m}^{-2}$  ont été obtenus sur les différents flux de surface. La bonne complémentarité de la température de brillance et de l'humidité

superficielle du sol en tant que variables d'assimilation a particulièrement été soulignée au cours de ce travail. En perspective, il nous apparaît impératif de tester la méthode itérative d'étalonnage sur différents cas d'études. Plus particulièrement, il serait intéressant d'investiguer des conditions hydriques moins stressantes pour la végétation. Dans ce contexte, l'apport de la température de brillance pourrait être plus nuancé. Ceci n'a pas pu être mis en oeuvre au cours de ce travail du fait des problèmes liés à la base de données.

## Liste des références

- Acs F., and M. Hantel, The land-surface flux model PROGSURF, *Global and Planetary Change*, 19, 19-34, 1998.
- Avissar R., and R.A. Pielke, A parameterization of Heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology, *Monthly Weather Review*, 117, 1989.
- Baret, F., ReSeDA: Assimilation of Multisensor and Multitemporal remote sensing data to monitor vegetation and soil functioning, Second annual report, 46 pp., 1999.
- Baret, F., ReSeDA: Assimilation of Multisensor and Multitemporal remote sensing data to monitor vegetation and soil functioning. Final report., ESA, 2000.
- Bastidas, L.A., H.V. Gupta, S. Sorooshian, W.J. Shuttleworth, and Z.L. Yang, Sensitivity analysis of a land surface scheme using multicriteria methods, *Journal of Geophysical Research*, 104 (D16), 19,481-19,490, 1999.
- Ben Mehrez M., Etalonnage d'un modèle de flux de surface dans le cas de l'expérience HAPEX-MOBILHY. Application de la résistance d'un couvert, spécialité méthodes physiques en télédétection, thèse de l'Université de Paris 7, Paris, 1990.
- Beven, K.J., and P.F. Quinn, Similarity and scale effects in the water balance of heterogeneous areas, in *AGMET Conference on The balance of water - Present and future*,., edited by AGMET, Dublin, September, 1994.
- Bhumralkar C.M., Numerical experiments on the computation of ground surface temperature in an atmospheric general circulation model, *Journal of Applied Meteorology*, 14, 1246-1258, 1975.
- Blackadar A.K., Modeling the nocturnal boundary layer, in *third Symposium Atmos. Turb. Diffusion and Air quality*, pp. 46-49, Raleigh, 1976.
- Blyth E.M., and R.J. Harding, Application of aggregation models to surface heat flux from the Sahelian tiger bush, *Agricultural and Forest Meteorology*, 72, 213-235, 1995.
- Boulet, G., Modélisation des changements d'échelle et prise en compte des hétérogénéités de surface et de leur variabilité spatiale dans les interactions sol-végétation-atmosphère, Disciplines Géophysique, Géochimie, Géomécanique, thèse de l'Université de Grenoble 1, Grenoble, 1999.
- Boulet, G., A. Chehbouni, and I. Braud, Mosaic versus dual source approach for modeling the surface energy balance, *Hydrology and Earth System Sciences*, 3 (2), 247-258, 1999.
- Boulet G., I. Braud, and M. Vauclin, Study of the mechanism of evaporation under arid conditions using a detailed model of the soil-atmosphere continuum. Application to the EFEDA 1 experiment, *Journal of Hydrology*, 193, 114-141, 1997.
- Boulet G., J.D. Kalma, I. Braud, and M. Vauclin, An assessment of effective land surface parameterisation in regional-scale water balance studies, *Journal of Hydrology*, 217, 225-238, 1999.
- Bouttier F., J.-F. Mahfouf, and J. Noilhan, Sequential Assimilation of Soil Moisture from Atmospheric Low-Level Parameters. Part 1: Sensitivity and Calibration Studies, *Journal of Applied Meteorology*, 32, 1335-1351, 1993.
- Bouyssel, F., Analyse variationnelle des paramètres de surfaces, Thèse de l'Université Paul Sabatier, Toulouse 3, 2001.
- Braud, I., and A. Chanzy, Soil properties, initial and boundary conditions for use within SVAT models in the framework of the intercomparison of SVAT models used in the Alpilles-ReSeDA project., pp. 43, Alpilles-ReSeDA database, 2000.
- Braud I., Numerical discretisation of the version of the SiSPAT model taking into account a mulch horizon,, 1998.

- Braud I., A.C. Dantas-Antonino, M. Vauclin, J.L. Thony, and P. Ruelle, A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification, *Journal of Hydrology*, 166, 213-250, 1995a.
- Braud I., A.C. Dantas-Antonio, and M. Vauclin, A stochastic approach to studying the influence of the spatial variability of soil hydraulic properties on surface fluxes, temperature and humidity, *J. Hydrol.*, 165, 283-310, 1995b.
- Braud I., J. Noilhan, P. Bessemoulin, P. Mascart, R. Haverkamp, and M. Vauclin, Bare-ground surface heat and water exchange under dry conditions: observations and parameterization, *Boundary Layer Meteorology*, 66, 173-200, 1993.
- Braud I., P. Bessemoulin, B. Monteny, M. Sicot, J.P. Vandervaere, and M. Vauclin, Undimensional modelling of a fallow savannah during the HAPEX-Sahel experiment using the SiSPAT model, *Journal of Hydrology*, 188-189, 912-945, 1997.
- Braud I., P. Fernandez, and F. Bouraoui, Study of the rainfall-runoff process in the Andes region using a continuous distributed model, *Journal of Hydrology*, 216, 155-171, 1999.
- Brisson A., P. Le Borgne, and A. Marsoin, Development of algorithms for SST retrieval at O&SI SAF Low and Mid Latitude,, 1998.
- Brooks, R.H., and A.T. Corey, Hydraulic prperties of porous media, Colorado University, Fort Collins, 1964.
- Brunet Y., K.T. Paw U , and L. Prévost, Using the radiative surface temperature in energy budget studies over plant canopies, in *5th International Colloquium - Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, Courchevel, France, 1991.
- Brutsaert, W., *Evaporation into the atmosphere*, 299pp pp., 1982.
- Burdine, N.T., Relative permeability calculation from size distribution data,, *Trans. AIME*, 198, 71-78, 1953.
- Burke E.J., R.J. Gurney, L.P. Simmonds, and P.E. O'Neill, Using a modeling Approach to Predict Soil Hydraulic Properties from Passive Microwave Measurements, *IEEE Transactions on Geoscienc and Remote Sensing*, 36 (2), 454-462, 1998.
- Burke, E.J., R.J. Gurney, L.P. Simmonds, and J.T. J., Calibrating a soil water and energy budget model with remotely sensed data to obtain quantitative information about the soil, *Water Resour. Res.*, 33, 1689-1697, 1997.
- Calvet J.-C., J. Noilhan, and P. Bessmoulin, Retrieving the Root-Zone Soil moisture from Surface Soil moisture or temperature Estimates: A Feasibility Study Based on Field Measurements, *American Meteorological Society*, 1998.
- Calvet, J.C., and J. Noilhan, From near-surface to root-zone soil moisture using year-round data, *Journal of Hydrometeorology*, 1, 393-411, 2000.
- Campbell, G.S., *Soil physics with BASIC : transport models for soil-plant systems*, 150pp pp., Elsevier, Amsterdam, 1985.
- Cayrol, P., Assimilation de données satellitales dans un modèle de croissance et de bilan d'énergie. Application à des zones semi-arides., Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 2000.
- Cayrol P., L. Kergoat, S. Moulin, G. Dedieu, and A. Chehbouni, Calibrating a coupled SVAT/Vegetation Growth Model with Remotely Sensed and Surface Temperature.A Case Study for the HAPEX-Sahel Grassland Sites., *Journal of Applied Meteorology*, 2000.
- Cellier P. et Brunet Y., Flux gradient relationships above tall plant canopies, *Agricultural and Forest Meteorology*, 57, 93-117, 1992
- Chanzy A., Transferts d'eau et de chaleur dans le sol, dans "Actes de l'Ecole Chercheurs INRA en Bioclimatologie", Département de bioclimatologie INRA Thivernal-Grignon édition, 547-566,1995

- Chanzy A., Modélisation simplifiée de l'évaporation d'un sol nu utilisant l'humidité et la température de surface accessibles par télédétection, Institut national agronomique Paris-Grignon, Paris-Grignon, 1991.
- Chen F., Z.J., and K. Mitchell, Impact of atmospheric surface-layer parameterizations in the new land-surface scheme of the NCEP mesoscale ETA model, *Boundary Layer Meteorology*, 85, 391-421, 1997.
- Choudhury B.J., and J.L. Monteith, A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 114, 373-398, 1988.
- Choudhury B.J., and S.B. Isdo, Simulating sunflower canopy temperatures to infer root-zone soil water potential, *Agricultural and Forest Meteorology*, 31, 69-78, 1984.
- Clevers, J.G.P.W., O.W. Vonder, R.E.E. Jongschaap, J.F. Desprats, C. King, L. Prevot, and N. Bruguier, Monitoring wheat growth by calibrating a crop growth model using optical satellite data, *to be submitted to Astronomy*, 2001.
- Collins, D.C., and R. Avissar, An evaluation with the Fourier amplitude sensitivity test (FAST) of which land surface parameters are of greatest importance in atmospheric modeling, *Journal of Climate*, 7 (5), 681-703, 1994.
- Cooper D.I. et Asrar G., Evaluating atmospheric correction models for retrieving surface temperature from the AVHRR over a tall grass prairie, *Remote Sensing of Environment*, 27, 93-102, 1989
- Cowan I.R., Mass, heat and momentum exchange between stands of plants and their atmospheric environment, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 94, 523-544, 1968.
- Cukier, R.I., H.B. Levine, and K.E. Shuler, Nonlinear sensitivity analysis of multiparameter model systems, *J. Comput. Phys.*, 26 (1), 1-42, 1978.
- Dantas Antonino A.C., Modélisation des transferts de masse et de chaleur dans le système sol-plante-atmosphère. Influence de la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol, spécialité mécanique, Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble, 1992.
- De Rosnay P., Représentation de l'interaction sol-végétation-atmosphère dans le modèle de circulation générale du Laboratoire de Météorologie Dynamique, Université de Paris 6, Paris, 1999.
- De Vries, D.A., Thermal properties of soils, *Physics of Plant Environment*, pp. 210-235, Van Wijk, North Holland, amsterdam, 1963.
- Deardorff J.W., A Parameterization of Ground-Surface Moisture Content for Use in Atmospheric Prediction Models, *Journal of Applied Meteorology*, 16, 1182-1185, 1977.
- Deardorff, J.W., Efficient Prediction of Ground Surface Temperature and Moisture, With Inclusion of a Layer of Vegetation, *Journal of Geophysical Research*, 83 (C4), 1889-1903, 1978.
- Delecolle R., F. Baret, M. Guérif, and S.J. Maas, L'utilisation conjointe de la télédétection et des modèles d'estimation des productions agricoles: tendances actuelles, in *5th International Colloquium - Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, Courchevel, France, 1991.
- Demarty J., Ottlé C., Braud I. et Frangi J.P., Comparison of measured and SiSPAT-RS simulated brightness temperatures and reflectances at field scale during ReSeDA experiment, SPIE proceeding, Toulouse, Septembre 2001, France
- De Moor G., Les théories de la turbulence dans la couche limite atmosphérique, EERM, Direction de la météorologie, Boulogne Billancourt, 288 pages, 1978
- Desborough C.E., and A.J. Pitman, The BASE land surface model, *Global and Planetary Change*, 19, 3-18, 1998.
- Diawara A., Echanges d'énergie à l'intérieur et au dessus d'une forêt de pins des Landes, Thèse de Doctorat, Université de Blaise Pascal, 300 pages, 1990

- Dickinson R.E., Land Processes in Climate Models, *Remote Sens. Environ.*, 51, 27-38, 1995.
- Dickinson, R.E., A. Henderson-Sellers, and P.J. Kennedy, Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR Community Climate model., pp. 72, NCAR Tech. Note, NCAR/TN-387+STR, Natl. Cent. for Atmos. Res., Boulder, Colo., 1986.
- Dolman, A.J. et Wallace J.S., Lagrangian and K-theory approaches in modelling evaporation from sparse canopies, *Q.J.R. Meteorology Soc.*, 73, 1785-1795, 1991
- Entekhabi D., H. Nakamura, and E.G. Njoku, Solving the Inverse Problem for Soil Moisture and Temperature Profiles by Sequential Assimilation of Multifrequency Remotely Sensed Observations, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 32 (2), 438-448, 1994.
- Evensen, G., Advanced data assimilation for strongly nonlinear dynamics, *Mon. Weather Rev.*, 125, 1324-1354, 1997
- Evensen, G., Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using Monte Carlo methods to forecast error statistics, *Journal of Geophysical Research*, 99 C5, 10,143-10,162, 1994.
- Federer C.A., A Soil-Plant-Atmosphere Model for Transpiration and Availability of Soil Water, *Water Resources Research*, 15 (3), 555-562, 1979.
- Fischer, A., L. Kergoat, and G. Dedieu, Coupling Satellite data with Vegetation Functional Models : Review of different approaches and perspectives suggested by the assimilation strategy, *Remote Sensing Reviews*, 15, 283-303, 1997.
- François, C., The potential of directional radiometric temperatures for monitoring soil and leaf temperature and soil moisture status, *Remote Sens. Environ.*, 79, 1-12, 2001.
- François, C., P. Cayrol, L. Kergoat, and S. Moulin, Assimilation techniques of remote sensing measurements into vegetation models : overview, limits and promises., in *8ème Symposium International "Mesures Physiques et Signatures en Télédétection"*, pp. 649-658, CNES, Ed., Aussois, France, 2001.
- Franks, S.W., K.J. Beven, P.F. Quinn, and I.R. Wright, On the sensitivity of the Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Schemes: Equifinality and the problem of robust calibration., *Agricultural and Forest Meteorology*, 86, 63-75, 1997.
- Franks, S.W., K.J. Beven, and J.H.C. Gash, Multi-objective conditioning of a simple SVAT model, *Hydrology and Earth System Sciences*, 3(4), 477-489, 1999.
- Fuentes, C., R. Haverkamp, and J.Y. Parlange, Parameter constraints on closed-form soil water relationships, *Journal of Hydrology*, 134, 117-142, 1992.
- Galantowicz J.F., D. Entekhabi, and T.J. Jackson, Efficient Models of Soil Heat and Water Flow and Emission for Moisture and Temperature Determination from Remote Sensing Observations, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 1-29, 1996.
- Galantowicz J.F., D. Entekhabi, and E.G. Njoku, Tests of Sequential Data Assimilation for Retrieving Profile Soil Moisture and Temperature From Observed L Band Radiobrightness, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing (submitted)*, 23 pages, 1997.
- Gao, X., S. Sorooshian, and H.V. Gupta, Sensitivity analysis of the Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme, *Journal of Geophysical Research*, 101, 7279-7289, 1996.
- Garatt J.R., and B.B. Hicks, Momentum, heat and water vapour transfer to and from natural and artificial surfaces, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 99, 680-687, 1973.
- Goldberg, D.E., *Genetic algorithms in Search, Optimization and Machine learning*, 412 pp., Addison-Wesley Publishing Co, Reading, MA., 1989.
- Gonzales-Sosa E., Mesure et modélisation à long terme du bilan de masse et d'énergie d'une Jachère du sud-ouest de la France, discipline: géophysique, géochimie, géomécanique, Thèse de l'Institut national polytechnique, Grenoble, 1999.

- Gonzales-Sosa E., I. Braud, J.L. Thony, M. Vauclin, P. Bessemoulin, and J.C. Calvet, Modeling heat and water exchanges of a fallow land covered with plant-residue mulch, *Agricultural and Forest Meteorology*, 97, 151-169, 1999.
- Gonzales-Sosa E., I. Braud, J.L. Thony, M. Vauclin, P. Bessemoulin, and J.C. Calvet, Three years of observation and modelling of heat and water exchanges of a fallow land covered with a plant-residue mulch layer, *Journal of Hydrology*, submitted, 2000.
- Guerif M., and C. Duke, Calibration of the SUCROS emergence and early growth module for sugar beet using optical remote sensing data assimilation, *European Journal of Agronomy*, 9, 127-136, 1998.
- Guillevic P., Modélisation des bilans radiatif et énergétiques des couverts végétaux, thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, 182 pages, 1999
- Gupta, H.V., L.A. Bastidas, S. Sorooshian, W.J. Shuttleworth, and Z.L. Yang, Parameter estimation of a land surface scheme using multicriteria methods, *Journal of Geophysical Research*, 104 (D16), 19,491-19,503, 1999.
- Gupta, H.V., S. Sorooshian, and P.O. Yapo, Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and noncommensurable measures of information, *Water Resources Research*, 34 (4), 751-763, 1998.
- Guyot, G., *Climatologie de l'Environnement : De la plante aux écosystèmes*, 497pp pp., Masson, Paris, 1997.
- Henderson-Sellers, A., Assessing the sensitivity of a land surface scheme to parameters used in tropical-deforestation experiments, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 118, 1101-1116, 1992.
- Henderson-Sellers A., Z.L. Yang, and R.E. Dickinson, The project for Intercomparison of Land Surface Parameterization Scheme (PILPS), *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 74 (7), 1335-1349, 1993.
- Houser, P., Remote Sensing soil moisture using four-dimensional data assimilation, Arizona, 1996.
- Houser, P., Integration of soil moisture remote sensing and hydrologic modeling using data assimilation, *Water Resources Research*, 34 (12), 3405-3420, 1998.
- Huntingford, C., S.J. Allen, and R.J. Harding, An intercomparison of single and dual-source vegetation-atmosphere transfer models applied to transpiration from Sahelian Savannah, *Boundary-Layer Meteorology*, 74, 397-418, 1995.
- Inoue, E., On the turbulent structure of airflow within crop canopies, *Journal Meteorol. Soc. Japan*, 41, 317-326, 1963.
- Jackson, R.D., R.J. Reginato, and S.B. Idso, Wheat canopy temperature : a practical tool for evaluating soil water requirements, *Water Resour. Res.*, 13, 181, 1977.
- Jacob F., Utilisation de la télédétection courtes longueurs d'ondes et infrarouges thermiques à haute résolution spatiale pour l'estimation des flux d'énergie à l'échelle de la parcelle agricole, spécialité télédétection de la biosphère continentale, Thèse de Doctorat, Université Paul Sabatier, Toulouse, 1999.
- Jacquemoud S., and F. Baret, PROSPECT: A Model of Leaf Optical Properties Spectra, *Remote Sens. Environ.*, 34, 75-91, 1990.
- Jacquemoud S., S. Baret, and J.F. Hanocq, Modeling Spectral and Bidirectional Soil Reflectance, *Remote Sens. Environ.*, 41, 123-132, 1992.
- Jarvis P.G., The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, B 273, 593-610, 1976.
- Jones, H.G., *Plants and Microclimate*, 53-54 pp., Cambridge University Press, New-York, 1983.
- Kalman, R.E., A new approach to linear filtering and prediction problems, *journal Basic Eng.*, 82D, 35-45, 1960.



- Katul, G.G., O. Wendroth, M.B. Parlange, C.E. Puente, M.V. Folegatti, and N.D. R., Estimation of in situ hydraulic conductivity function from nonlinear filtering theory, *Water Resour. Res.*, 29 (4), 1063-1070, 1993.
- Kergoat, L., X. Le Roux, H. Gauthier, and G. Dedieu, Assimilation of time series of satellite measurements in a vegetation model : application to a humid savannah site, in *Proceeding of the Photosynthesis and Remote Sensing, 20-30 August 1995, Montpellier, France*, p457-464, 1995.
- Kerr Y., Waldteufel P., Wigneron J.P., Martinuzzi J.M., Font J., and Berger M., Soil moisture retrieval from space: The Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) Mission, *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, in press, 2000
- Kubelka, P., and F. Munk, Ein beitrag zur Optik der Farbanstriche, *Ann. Tech. Phys.*, 11, 593-601, 1931.
- Kustas W.P., and J.M. Norman, Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces, *Hydrological Sciences - Journal des Sciences Hydrologiques*, 41(4) (495-515), 1996.
- Kuusk, A., The hot spot effect of a uniform vegetative cover, *Sovietic Journal of Remote Sensing*, 3 (4), 645-658, 1985.
- Laurent, J.P., and C. Guerre-Chaley, Influence de la teneur en eau et de la température sur la conductivité thermique du béton cellulaire autoclavé, *Material and Structures*, 28, 464-472, 1995.
- Le Hégarat-Masclé, S., and G. Boulet, Humidité de surface, inversion et assimilation, *Proceeding in Hydrospace : Journée hydrologie Spatiale. 8-9 Mars 2001 - PNRH*, 2001.
- Lettenmaier, D., D. Lohmann, E.F. Wood, and X. Liang, PILPS-2c Workshop Report, Princeton University, Princeton, N.J., 1996a.
- Lettenmaier, D., D. Lohmann, E.F. Wood, and X. Liang, Pilps-2c Workshop Report,, in *October 28-31*, Princeton University, Princeton, N.J., 1996b.
- Lhomme J.-P., and A. Chehbouni, Comments on dual-source vegetation-atmosphere transfer models, *Agricultural and Forest Meteorology*, 94, 269-273, 1999.
- Liang X., and c. authors, The project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Scheme (PILPS) Phase-2(c) Red-Arkansas basin experiment: 2. Spatial and temporal analysis of energy fluxes, *Global and Planetary Change*, 19, 137-159, 1998.
- Lo Seen, D., A. Chehbouni, E.G. Njoku, S. Saatchi, E. Mougin, and B. Monteny, A coupled biomass production, water and surface energy balance model for remote sensing application in semiarid grasslands, *Agricultural and Forest Meteorology*, 83, 49-74, 1997.
- Madsen, H., Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiples objectives, *Journal of Hydrology*, 235, 276-288, 2000.
- Mahfouf J.-F., Analysis of Soil Moisture from Near-Surface Parameters: A Feasibility Study, *Journal of Applied Meteorology*, 30 (11), 1534-1547, 1991.
- Mass, S.J., Using satellite data to improve model estimates of crop yield, *Agronomy Journal*, 80, 655-662, 1988.
- Massman W.J., A Surface Energy Balance Method for Partitioning Evapotranspiration Data Into Plant and Soil Components for a Surface With Partial Canopy Cover, *Water Resources Research*, 28 (6), 1723-1732, 1992.
- Meyers T.P, et Paw U., Modelling the Plant canopy micrometeorology with higher-order closure principles, *Agricultural and Forest Meteorology*, 41, 143-163, 1987
- Milly, P.C.D., Moisture and Heat Transport in hysteretic inhomogeneous porous media : a matric head-based formulation and a numerical model, *Water Resources Research*, 18, 489-498, 1982.

- Milly, P.C.D., Integrated remote sensing modeling of soil moisture : sampling frequency, response time and accuracy of estimates, *Integrated design of hydrological networks - Proceedings of Budapest Symposium, Juillet 1986, IHAS* (158), 201-211, 1986.
- Monteith, J.L., Gas exchange in plant communities, in *Environmental control of plant growth*, edited by L.T. Evans, pp. 205-234, Academic press, New-York, 1963.
- Monteith, J.L., Evaporation and the Environment, in *The State and movement of water in living organisms*, edited by S.S.E. Biol., Academic press, New-York, 1965.
- Moulin, S., A. Bondeau, and R. Delecolle, Combining agricultural crop models and satellite observations : from field to regional scales, *International Journal of Remote Sensing*, 19 (6), 1021-1236, 1998.
- Moulin, S., G. Dedieu, and A. Fischer, Assimilation of optical satellite data into a crop process model : interannual study, in *Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, edited by G.a. Phulpin, pp. 767-771, Rotterdam, 1997.
- Mualem, Y., A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media,, *Water Resour. Res.*, 12, 513-521, 1976.
- Musy A. et Soutter M., Physique du sol, Presse polytechniques et universitaires romandes, 335 pages, 1991
- Nelder, J.A., and R. Mead, *Computer Journal*, 7, 308, 1989.
- Nieuwenhuis, G.J.A., E.H. Smidt, and H.A.M. Thunissen, Estimation of regional evapotranspiration of arable crops from thermal infrared images, *International Journal of Remote Sensing*, 6, 1319-1334, 1985.
- Noilhan J., and J.-F. Mahfouf, The ISBA land surface parameterisation scheme, *Global and Planetary Change*, 13, 145-159, 1996.
- Noilhan J., and S. Planton, A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Mon. Wea. Rev.*, 117, 536-549, 1989.
- Norman J.M., and F. Becker, Terminology in thermal infrared remote sensing of natural surfaces, *Agricultural and Forest Meteorology*, 77, 153-166, 1995.
- Norman J.M., W.P. Kustas, and K.S. Humes, Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature, *Agricultural and Forest Meteorology*, 77, 263-293, 1995.
- Ogée, J., Developpement et applications du modèle MUSICA: étude des échanges gazeux d'eau et de carbone entre une pinède landaise et l'atmosphère, Toulouse III, Toulouse, 2000.
- Oliosio, A., H. Autret, O. Bethenot, J.M. Bonnefond, I. Braud, J.C. Calvet, A. Chanzy, D. Courault, J. Demarty, Y. Ducros, J.C. Gaudu, E. Gonzales-Sosa, R. Gouget, R. Jongschaap, Y. Kerr, J.P. Lagouarde, J.P. Laurent, E. Lewan, O. Marloie, J. Mc Anneney, S. Moulin, C. Ottlé, L. Prévot, J.L. Thony, J.P. Wigneron, and W. Zhao, Comparison of SVAT models over the Alpilles-ReSeDA experiment. I Description of the framework and the data, *Physics and Chemistry of the Earth(B)*, 2001a.
- Oliosio, A., H. Autret, O. Bethenot, J.M. Bonnefond, I. Braud, J.C. Calvet, A. Chanzy, D. Courault, J. Demarty, Y. Ducros, J.C. Gaudu, E. Gonzales-Sosa, R. Gouget, R. Jongschaap, Y. Kerr, J.P. Lagouarde, J.P. Laurent, E. Lewan, O. Marloie, J. Mc Anneney, S. Moulin, C. Ottlé, L. Prévot, J.L. Thony, J.P. Wigneron, and W. Zhao, Comparison of SVAT models over the Alpilles-ReSeDA experiment. II Models and Results., *Physics and Chemistry of the Earth(B)*, 2001b.
- Oliosio, A., Y. Inoue, J.P. Wigneron, S. Ortega-Farias, P. LeCharpentier, M. Pardé, J.C. Calvet, and O. Inizan, Using a coupled crop-SVAT model to assess crop canopy processes from remote sensing data, in *IGARSS*, Sydney, Australia, 2001c.
- Oliosio A., Simulation des échanges d'énergie et de masse d'un couvert végétal, dans le but de relier la transpiration et la photosynthèse aux mesures de réflectance et de température de surface, Université Montpellier 2, Montpellier, 1992.

- Oliosio A., Estimating the difference between brightness and surface temperature for a vegetal canopy, *Agricultural and Forest Meteorology*, 72, 237-242, 1995.
- Ottlé C., and D. Vidal-Madjar, Assimilation of soil moisture inferred from infrared remote sensing in a hydrological model over the HAPEX-MOBILHY region, *Journal of Hydrology*, 158, 241-264, 1994.
- Paulson, C.A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric layer, *Journal of Applied Meteorology*, 9, 857-861, 1970
- Passerat de Silans A., Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle, comparaison: modèles-expériences, spécialité mécanique thesis, Institut National Polytechnique, Grenoble, 1986.
- Perrier A., Land surfaces processes : Vegetation, dans "Land surface processes in atmospheric general circulation models", P.S. Eagleson ed., Cambridge Univ., 395-448, 1982
- Pitman, A.J., Assessing the sensitivity of a land surface scheme to the parameter values using a single column model, *Journal of Climate*, 7 (12), 1856-1869, 1994.
- Prata A.J., V. Caselles, et al. (1995). "Thermal Remote Sensing of Land Surface Temperature From Satellites: Current Status and Future Prospects." *Remote Sensing Reviews* 12: 175-224.
- Prévoit L., Chauki H., Troufleau D., Weiss M., Baret F. and Brisson N., Assimilating optical and radar data into the STICS crop model for wheat, proceeding in 8th International Symposium Physical measurements and signatures in remote sensing, 8-12 January 2001, Aussois, France, 2001
- Prévoit, and al., Assimilation of multi-sensors and multi-temporal remote sensing data to monitor vegetation and soil : the Alpilles-ReSeDA project, in *IGARSS'98, International Geoscience and Remote Sensing Symposium*, Seattle, USA., 1998.
- Quesney, A., C. François, C. Ottlé, S. LeHégarat, C. Loumagne, and M. Normand, Sequential assimilation of SAR/ERS data in a surface hydric model coupled to a global hydrological model with an extended Kalman filter, in *Remote Sensing and Hydrology 2000 Symposium*, Santa Fe, New Mexico, USA, 2000.
- Rahman, H., B. Pinty, and M.M. Verstraete, Coupled surface-atmosphere reflectance (CSAR) model 2. Semiempirical surface model usable with NOAA Advanced Very High Resolution Radiometer Data, *Journal of Geophysical Research*, 98 (D11), 20791-20801, 1993.
- Rahny N., Validation de modèles et variabilité des paramètres. *Thèse de l'université de Paris 12*, 1998
- Raupach M.R., A practical Lagrangian method for relating scalar concentrations to source distributions in vegetation canopies, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 115, 609-632, 1989.
- Raupach M.R. and Finnigan J.J., Single-layer models of evaporation from plant canopies are incorrect but useful, whereas multilayer models are correct but useless : discuss, *Australian Journal of Plant Physiology*, 15, 705-716, 1988
- Reichle R.H., McLaughlin D.B. and Entekhabi D., Variational data assimilation of microwave radiobrightness observations for land surface hydrology applications, *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, vol 39, num 8, 2001
- Reichle R. H. , Variational assimilation of remote sensing data to land surface hydrologic applications, These, Mass. INTs. Technol. dept. Civil Environ. Eng., Cambridge, 2000
- Richards, L.A., Capillary conduction of liquids through porous media, *Physics*, 1, 318-333, 1931
- Rondeaux, G., "Vegetation monitoring by remote sensing: a review of biophysical indices", *Photo-interpretation*, 3:197-216, 1995

- Ross P.J., J. Williams, and K.L. Bristow, Equation for Extending Water-Retention Curves to Dryness, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55, 923-927, 1991.
- Schmugge T. J. et Jackson T.J., Mapping soil moisture with microwave radiometers, *Meteo. Atmos. Phys.*, 54, 213-223, 1994
- Schmugge T. J., Gloersen P., Wiheit T.T. and Geiger F., Remote sensing of soil moisture with microwave radiometers, *Jour. Geophys. Res.*, 79, 317-323, 1974
- Seguin, B., and B. Itier, Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal infrared data, *International Journal of Remote Sensing*, 4, 371-383, 1983.
- Sellers P.J., Los S.O., Tucker C.J., Justice C.O., Dazlich A.D., Collatz G.J., and Randall D.A., A revised parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part II: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data, *Journal of climate*, Vol. 9, No. 4, 706-736, 1996
- Sellers P.J., Y. Mintz, Y.C. Sud, and A. Dalcher, A Simple Biosphere Model (SiB) for Use within General Circulation Models, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 43 (6), 505-531, 1986.
- Shaw R.H. and Pereira A.R., Aerodynamic roughness of a plant canopy : A numerical experiment, *Agricultural Meteorology*, 26, 51-65, 1982
- Shuttleworth W.J., and R.J. Gurney, The theoretical relationship between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops, *Q. R. J. Meteorol. Soc.*, 116, 497-519, 1990.
- Shuttleworth W.J., J.H.C. Gash, C.R. Lloyd, D.D. McNeill, C.J. Moore, and J.S. Wallace, An integrated micrometeorological system for evaporation measurement, *Agricultural and Forest Meteorology*, 43, 295-317, 1988.
- Shuttleworth W.J., and J.S. Wallace, Evaporation from sparse crops-an energy combination theory, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 111, 839-855, 1985.
- Sorooshian S., Q. Duan, and H.V. Gupta, Calibration of Rainfall-runoff models: Applications of global optimization to the Sacramento soil moisture accounting model, *Water Resour. Res.*, 29 (4), 1185-1194, 1993.
- Sorooshian S., and V.K. Gupta, Model Calibration, *Computer Models of Watershed Hydrology*, 22-68, 1993.
- Spear, R.C., and G.M. Hornberger, Eutrophication in peel inlet, II, Identification of critical uncertainties via generalized sensitivity analysis,, *Water Resources*, 14, 43-49, 1980.
- Sucksdorff, Y., and C. Ottlé, Application of satellite remote sensing to estimate areal evapotranspiration over a watershed, *J. Hydrol.*, 121 (1-4), 321-333, 1990.
- Suits, G.H., the calculation of the directional reflectance of a vegetative canopy, *Remote Sens. Environ.*, 2, 117-125, 1972.
- Taconet, O., R. Bernard, and D. Vidal-Madjar, Evapotranspiration over an Agricultural Region Using a Surface Flux/Temperature Model Based on NOAA-AVHRR Data, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 25, 284-307, 1986.
- Taconet O., Analyse de la thermographie infrarouge satellitaire pour la modélisation de l'évaporation sur une région agricole, spécialité optique-électronique thesis, Université de Paris-Sud, Orsay, 1987.
- Taconet O., A. Olioso, M. Ben Mehrez, and N. Brisson, Seasonal estimation of evaporation and stomatal conductance over a soybean field using surface IR temperatures, *Agricultural and Forest Meteorology*, 73, 321-337, 1995.
- Thom, A.S., Momentum, mass and heat exchange of plant communities, in Vegetation and the Atmosphere, Monteith J.L. ed., Academic, London, 1, 57-109, 1975
- Thom A.S., Momentum, mass and heat exchange of vegetation, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 98, 124-134, 1972.
- Thom A.S., Momentum absorption by vegetation, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 97, 414-428, 1971

- Troufleau D., Estimation du flux de chaleur sensible sur couverts epars par télédétection infrarouge thermique et multicapteur. Application aux zones arides et semi-arides, discipline: sciences de l'eau thesis, Ecole nationale du génie rural, des eaux et forêts, Montpellier, 1996.
- van de Griend, A.A., and P.E. O'Neill, discrimination of soil hydraulic properties by combined thermal infrared and microwave remote sensing,, in *IGARSS'86 Symposium*, edited by S.-. ESA, ESA Publications division, Zürich, 8-11 September 1986, 1986.
- van de Griend A.A. et van Boxel J.H., Water and surface balance model with a multilayer canopy representation for remote sensing purposes, *Water Resources Research*, 25, No. 5, 949-971, 1989
- Van Genuchten M.T., A Closed Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44, 892-898, 1980.
- Verhoef, W., Light scattering by leaf layers with application to canopy reflectance modelling: the SAIL model,, *Remote Sens. Environ.*, 16, 125-141, 1984.
- Verhoef, W., Earth Observation Modeling based on layer scattering matrices, *Remote Sens. Environ.*, 17, 165-178, 1985.
- Vermote, E., D. Tanré, et al. (1997). Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S). *IEEE, Trans. Geosci. RS*, 35, 3, 675-686
- Viovy N., and G. Saint, Intégration de connaissances qualitatives sur les modèles de fonctionnement pour le suivi de la végétation à partir de séries temporelles d'images de télédétection, in *5th International Colloquium - Physical Measurements and Signatures in Remote Sensing*, Courchevel, France, 1991.
- Weiss, M., D. Troufleau, F. Baret, H. Chauki, L. Prévot, A. Olioso, N. Bruguier, and N. Brisson, Coupling canopy functioning and radiative transfer models for remote sensing data assimilation, *Agricultural and Forest Meteorology*, 108, 113-128, 2001.
- Wigneron J.-P., P. Ferrazzoli, A. Olioso, P. Bertuzzi, and A. Chanzy, A Simple Approach To Monitor Crop Biomass from C-Band Radar Data, *Remote Sens. Environ.*, 1999.
- Wilson, M.F., A. Henderson-Sellers, R.E. Dickinson, and P.J. Kennedy, Sensitivity of the Biosphere-Atmosphere-Transfer Scheme to the inclusion of variable soil characteristics, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 26, 341-362, 1987.
- Wood E.F., and co-authors, The project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes (PILPS) Phase-2(c) Red-Arkansas river experiment: 1. Experiment Description and Summary Intercomparisons, *Global and Planetary Change*, 19, 115-135, 1998.
- Yapo, P.O., H.V. Gupta, and S. S., Automatic calibration of conceptual rainfall-runoff models: sensitivity to calibration data, *Journal of Hydrology*, 181, 23-48, 1996.
- Yapo, P.O., H.V. Gupta, and S. Sorooshian, Multi-objective global optimization for hydrologic models, *Journal of Hydrology*, 204, 83-97, 1998.
- Zammit C., Analyse et évolution des paramètres des caractéristiques hydrodynamiques des sols. Prédiction par un modèle analytique à base physique à partir de données texturales, discipline: géophysique, géochimie, géomécanique, Université Joseph Fourier Grenoble 1, Grenoble, 1999.

# Annexe A : Article soumis à Agronomie - 2001

## Effect of Aerodynamic Resistance Modelling on SiSPAT-RS simulated surface fluxes

DEMARTY<sup>1,2,\*</sup> Jérôme, OTTLE<sup>1</sup> Catherine, FRANÇOIS<sup>1,4</sup> Christophe,  
BRAUD<sup>3</sup> Isabelle and FRANGI<sup>2</sup> Jean-Pierre

<sup>1</sup> *Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires – CETP/CNRS  
10-12, Avenue de l'Europe - 78 140 Vélizy – FRANCE  
Tel. +33 1 39 25 49 12/ Fax. +33 1 39 25 49 22*

<sup>2</sup> *Laboratoire Environnement et Développement – Case 70-71, 2 place Jussieu, F75251  
Paris Cédex05*

<sup>3</sup> *Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement – BP53, 38041  
Grenoble Cédex09*

<sup>4</sup> *Laboratoire d'Ecophysiologie Végétale – Université Paris Sud, Bat 362, 91405 Orsay  
Cedex*

Proofs and offprint requests should be sent to:

Jérôme Demarty

INRA Avignon – Unité CSE

Domaine Saint Paul – Site Agroparc – 84914 – Avignon Cedex 9- FRANCE

jdemarty@avignon.inra.fr

Running title : Turbulent transfer parameterization in SVAT

Keywords (English): SVAT model / Turbulent transfer / Alpilles-ReSeDA  
experiment / SiSPAT-RS / Surface fluxes

Keywords (French) : Modèle TSVA / Transferts turbulents / Experience  
Alpilles-ReSeDA / SiSPAT-RS / Surface fluxes

## **Abstract**

The aim of this paper is to assess the influence of the aerodynamic resistances modeling in a two-layer Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer (SVAT) model, on the simulation of both surface fluxes and temperatures. For this purpose, a large review of the existing schemes was conducted and seven parameterizations were retained. They are all based on the first approximation of the turbulence theory, called the K-theory. All these parameterizations have been implemented in the SiSPAT-RS (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer and Remote Sensing) SVAT model, already calibrated on the experimental fields of the Alpilles-ReSeDA (Remote Sensing Data Assimilation) experiment. The impacts on the simulation of the surface transfers have been analyzed. It is shown that the different parameterizations lead to similar simulations of total surface fluxes but to different soil and vegetation contributions especially in high moisture conditions and low LAI values.

## **1. Introduction**

Land surface processes (mass and energy transfers) may be modeled in several different ways. For example, time and spatial scales, available data, computational requirements are some main criteria for selecting a model. In this context, many Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer (SVAT) schemes have been developed during the last 30 years to describe heat, water and momentum surface fluxes. Most of these models parameterize the turbulent fluxes through an electrical analogy in terms of resistances.

Among the SVAT modeling approaches, it is usual to distinguish two main families. The first one concerns the single-layer models considering only one source for heat and water vapour. The whole canopy is represented as a “big leaf” where heat fluxes are calculated with a single aerodynamic and physiological resistance. This type of model is easy to implement and is appropriate for large-scale applications (atmospheric or hydrological modeling) where only whole canopy values are needed [24].

The other approach concerns multi-layer models which aim to describe not only the whole canopy fluxes but also the partitioning between the different parts of the canopy (soil and leaves, for example). The vegetation is split into several layers in order to describe the transfers between the different canopy elements as well as other characteristics of the canopy microclimate like air humidity and temperature profiles. The major problem with these models is the large number of parameters and computer time required. The simplest of these models, the two-layer model, consider a single layer for the soil and a single layer for the vegetation and solve two energy budgets. The total mass flux is separated in its two elementary contributions (evaporation and transpiration). The definition of three aerodynamic resistances and a bulk stomatal resistance controlling the partition of the available energy between the sensible and the latent heat fluxes for the vegetation is required [15].

Our concern is the development of models using remote sensing data for monitoring land surface processes at field scale. The remote sensing data that we

want to assimilate are high-resolution brightness temperatures in the thermal infrared domain and visible reflectances. For this purpose, if one wants to simulate directional effects which are significant at this scale [18,13,4], it is necessary to simulate independently the contributions of the various elements of the canopy which may have different temperatures or spectral properties. These differences may lead to significant differences on directional signals when comparing for example, a nadir and large viewing angle directions. Consequently, a two-layer model was used in the framework of the Alpillles-ReSeDA (Remote Sensing Data Assimilation) experiment to develop assimilation methodologies for optical remote sensing data. As a first step before assimilation, we need to evaluate the sensitivity of our model to the different parameterizations used and in this case, to the aerodynamic transfers representation. Then, the aim of this paper is to present the results of the sensitivity studies concerning the aerodynamic resistances parameterization.

As a matter of fact, many parameterizations have been proposed in the literature. They are generally based on the first order approximation of the turbulence theory, called the K-theory. Here, seven different models have been chosen and compared. They have been implemented in the SiSPAT-RS (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer and Remote Sensing) SVAT model [9] and applied in the framework of the Alpillles-ReSeDA experiment on a wheat crop. The induced differences on the simulated surface fluxes and brightness temperatures are shown in this paper. The SVAT used for this study is first presented. Then, we present the different aerodynamic models chosen and their main differences. Finally, results on the simulated turbulent fluxes and brightness temperatures are shown.

## **2. SiSPAT-RS model**

For this study, we have used the SiSPAT (Simple Soil Plant Atmosphere Transfer) scheme developed at LTHE (Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement, Grenoble, France) laboratory [22, 8, 2] in its Remote Sensing version (SiSPAT-RS) developed at CETP (Centre d'étude des Environnements Terrestre et Planétaires, Vélizy, France) [9]. This remote sensing version has been developed to study the contribution of multispectral data in SVAT modeling. The objective is to monitor the SVAT prognostic variables by assimilation of optical and microwave data. For this purpose, the SVAT model has been coupled with radiative transfer models in the visible, thermal infrared and microwave domains and is able to simulate directional reflectances, brightness temperatures and radar backscattering sections. The multi-layer and multi-element 2M-SAIL (Multi-layer, Multi-element Scattering by Arbitrary Inclined Leaves) model [35, 36] has been used in the visible and near-infrared domain. In the thermal infrared, a simple Beer-Lambert like parameterization is used to simulate directional brightness temperatures ( $T_b$ ) and in the microwave domain a semi-empirical radar backscattering model was chosen [23]. As a two layer-model, SiSPAT separates the soil and the vegetation (Fig. 1) and consequently solves two energy budgets. Three main modules are considered in



SiSPAT: the soil module, the soil-plant interface and the soil-plant-atmosphere interface modules. The soil module solves coupled equations of moisture and heat transfer in order to provide the heat and mass fluxes, the different soil temperatures and soil water matrix potentials at the vertical nodes of the model. For a complete description see [1, 2, 3]. The extraction of water from the soil is parameterized using a resistance model developed by Federer [12], which assumes that plant transpiration equals root extraction. Two parallel resistances per soil layer (one for the soil to roots water path and the other one for the water path through the plant) must be computed through (i) a specific description of the root density profile, (ii) the soil discretization and (iii) the total plant resistance value.

The soil-plant-atmosphere interface module of SiSPAT computes the energy and water fluxes. In the version developed at LTHE the radiative transfer was calculated through a shielding factor [7, 30] depending on the Leaf Area Index (LAI) and controlling the partition of radiation between vegetation and bare soil. In the SiSPAT-RS version, the radiative transfer in the visible domain is computed using the 2M-SAIL model [35]. The main differences are related to the partition of the incoming radiation between vegetation and soil components. In the case of large LAI values, 2M-SAIL model gives a more important weight to vegetation (larger absorbed energy). No difference has been noted in the case of bare soils.

The turbulent fluxes are expressed using an electrical analogy. The computation of a bulk stomatal resistance (only needed for the calculation of transpiration, see Figure 1) together with three different aerodynamic resistances is necessary. The bulk stomatal resistance,  $R_s$ , represents the leaves physiological response to climatic and environmental conditions. It is modeled in terms of incoming solar radiation, vapour pressure deficit and leaf water potential. The three other resistances are determined using the turbulent and laminar air flows inside and above the canopy. The governing equations are given in part 3.

The knowledge of temperature and humidity at a reference level  $Z_a$  at time  $t$  is necessary to compute the 5 prognostic variables, namely the soil temperature  $T_s$ , the soil humidity  $q_s$ , the air temperature inside the canopy  $T_{av}$ , the air humidity inside the canopy  $q_{av}$  and the canopy temperature  $T_v$ . The time step of the model is automatically adjusted: it is prescribed to 2mn and decreases in case of rainfall or in case of strong temperature or soil matrix potential gradients as described by [22].

### 3. Aerodynamic Resistances Modeling

The calculation of aerodynamic transfers above short canopies in SiSPAT scheme is usually done following Choudhury-Monteith's model [5], denoted in the following "CM" model. In this study, six other parameterisations have been implemented in SiSPAT-RS which are Cowan's model [6], Thom's model [32], Shuttleworth and Wallace's model [28], and Shuttleworth and Gurney's model [29]. The two over ones are derived from Shuttleworth and Gurney's model with modifications issued from Lafleur and Rousse [17] and Sellers et al.[26]. They are

respectively denoted in the following "*Co*", "*Th*", "*SW*", "*SG*", "*SL*" and "*SS*". All these parameterizations are based on the K-theory, assuming a proportional relation between the vertical flux density and the associated scalar gradients. The establishment of this relation leads to a proportionality factor, called eddy diffusivity *K*. The K-theory validity for within-canopy transfers is still questioning. Several studies [24, 10] showed explicitly the limits of the gradient-diffusion assumption with countergradient flux observations. To tackle this problem, [25] proposed the use of a Lagrangian approach to predict the scalar concentration at a particular canopy level from a given source density. In the case of low source-density profiles, like sparse and heterogeneous crops, [11] have shown that the K theory approach is sufficient to correctly model the energy and water transfers. In our study, the SVAT model is applied to short homogeneous crops, consequently only K-theory models have been implemented and compared.

### 3.1 Common representation shared by the aerodynamic models tested

Figure 1 shows the three different components of the sensible and latent heat fluxes (denoted respectively *H* and *LE*) calculated by a two-layer scheme. The total contribution of *H* and *LE* can be written in terms of a bulk aerodynamic resistance above the canopy *R<sub>a</sub>* and respectively, an aerodynamic temperature *T<sub>av</sub>* and an aerodynamic air humidity *q<sub>av</sub>* at a fictive level inside the canopy. For all the models, this level defined as the effective level of mean drag [31,32], is equal to *d*+*Z<sub>0m</sub>*, where *d* is the displacement height and *Z<sub>0m</sub>* the roughness length for momentum. This convention is commonly used in SVAT models. The aerodynamic resistances estimation is very sensitive to these two values. Consequently, the same parameterizations given by Choudhury and Monteith [5] and based on Shaw and Pereira's calculations [27] have been used for all the models.

*H* and *LE* are supposed to derive from only two contributions, respectively the soil (subscript *s*) and the vegetation (subscript *v*). Two resistances are necessary for the formulations of these new components, the in-canopy aerodynamic resistance *R<sub>as</sub>* and the bulk canopy boundary-layer resistance *R<sub>b</sub>*. They require the description of the wind profile within the canopy (which may be different for each model).

Figure 2 shows the wind profile within and above the canopy. Generally, the surface layer over a rough boundary may be split into two parts [34]. The upper one, called the inertial sublayer, is defined as a conservative flow layer where the wind profile is represented by a semi-logarithmic law given under neutrally stable conditions by:

$$U_{in}(z) = \frac{u^*}{k} \ln\left(\frac{z-d}{Z_{0m}}\right) \quad (1)$$

where *k* is the von Karman's constant and *u\** the friction velocity defined in the Monin-Obukhov theory by:

$$u^* = \frac{U(Z_a) k}{\ln(Z_a - d/Z_{0m})} \quad (2)$$

In these conditions, the eddy diffusivity is defined as :

$$K_{in}(z) = u^* k (z - d) \quad (3)$$

Under the assumption of conservative fluxes in the inertial layer, the relation linking the aerodynamic resistance  $R_{in}$  for sensible and latent heat to the eddy diffusivity  $K_{in}$  writes:

$$R_{in} = \int_{Z_w}^{Z_a} \frac{dz}{K_{in}(z)} = \frac{\ln(Z_a - d/Z_w - d)}{k u^*} \quad (4)$$

where  $Z_w$  is the level above which, the logarithmic profile is assumed.

The second sublayer, called the roughness sublayer, represents a transition between the canopy air environment and the inertial layer where the vertical velocity gradients are smaller than those found by extrapolating the semi-logarithmic profile [34]. The expressions of roughness sublayer wind profile  $U_{ro}(z)$  and roughness sublayer eddy diffusivity  $K_{ro}(z)$  are exclusively based on empirical parameterizations. Consequently, several SVAT models don't take it explicitly into account and use the same formulations as in the inertial sublayer. Therefore, the associated aerodynamic resistance is defined as in the conservative fluxes inertial sublayer.

### 3.2 Differences between the tested models

In this study, we have chosen to compare seven different aerodynamic resistance models. These models are very similar, however, it is important to evaluate the impacts of the parameterization choice on the surface fluxes and temperatures simulation. Table I presents the formulations of the wind profile, the eddy diffusivity and the bulk aerodynamic resistance used in each model. In the last column, other differences or formulations are indicated.

#### 3.2.1 Canopy wind profile differences

Among the models tested, five of them assume an exponential wind profile inside the canopy from the top of the vegetation  $Z_h$  to the soil roughness height  $Z_{0s}$ . The decrease of the wind speed is calculated according to an extinction coefficient called the in-canopy extinction coefficient "n". Except for the SL model, n is taken equal to a common value for crops (2.5) as in [28] . In SL model, the following parameterization for n proposed by Lafleur and Rouse [17] was introduced:

$$n = y LAI^x \quad (5)$$

with  $y$  and  $x$  respectively equal to 2.6 and 0.36 for LAI ranging between 0.4 and 2.5. For larger values of LAI (respectively smaller LAI),  $n$  is taken equal to its largest (smallest) value 3.62 (1.87) provided by Eq.5. In this parameterisation, the  $x$  and  $y$  coefficients were calibrated by [17] on fluxes measurements and to our knowledge, were never validated on other dataset.

On the other hand, the Co model considers in the canopy air environment, an hyperbolic sinus wind profile  $U_{cas}(z)$  and an hyperbolic sinus eddy diffusivity  $K_{cas}(z)$  [6] depending on a dimensionless parameter  $\beta$  linked to the constant drag coefficient  $C_d$  taken equal to 0.2.

Finally in the Th model, the wind profile inside the canopy is not explicitly given. The value of the wind speed inside the canopy  $U_{av}$  is parameterized according to the friction velocity and the vegetation density through the LAI. Its formulation is given in Table I.

### 3.2.2 Calculation of the bulk aerodynamic resistance above the canopy $R_a$

For all models the bulk aerodynamic resistance  $R_a$  is obtained by integration of the eddy diffusivity between the measurement reference level  $Z_{om}+d$  and  $Z_a$ . Consequently, the differences between the models come from the assumptions concerning the surface layer decomposition : (i) The Th, CM and Co models consider an inertial sublayer above the level  $Z_{om}+d$ . Then, the roughness layer is not explicitly taken into account, inducing a discontinuity (for the CM and Co models) in the wind velocity with two different profiles between  $Z_{om}+d$  and the cover height  $Z_h$ . The aerodynamic resistance  $R_a$  is simply calculated by integration of the eddy diffusivity  $K_{IN}$  (Eq. 4) assuming a logarithmic wind profile between the height levels  $Z_w = Z_{om}+d$  and  $z_a$ . In Th model, the eddy diffusivity is not explicitly defined and the aerodynamic resistance is given empirically depending on the friction velocity  $u_*$ , the wind speed difference ( $U_a - U_{av}$ ) and the Leaf Area Index (LAI). The formulations are given in Table I. On the other hand, with the SW, SG or SL models, the canopy air environment is accounted for, between  $Z_{om}+d$  and the cover height  $Z_h$  (with a different value of the extinction coefficient  $n$  for SL). So, the bulk aerodynamic resistance  $R_a$  may be written as a sum of two integrals. Finally, the SS model is the only one to consider the roughness sublayer between the cover height  $Z_h$  and  $Z_w = Z_h + G4 * Z_{om}$ , with  $G4=11.785$ , which leads to a sum of three different contributions in  $R_a$ . The induced roughness sublayer aerodynamic resistance is computed numerically.

To enable the comparison between these models, the stratification of the atmosphere has been taken into account in the bulk aerodynamic resistance calculation, using the same stability corrections for each model, following [5] .

### 3.2.3 Calculation of the in-canopy aerodynamic resistance $R_{as}$

Under the assumption that the in-canopy resistance is defined by the integral of the inverse of the eddy diffusivity,  $R_{as}$  can be written :

$$R_{as} = \int_{Z_{os}}^{Z_0+d} \frac{dz}{K_{ca}(z)} \quad (6)$$

where  $Z_{os}$  is the roughness length of the underlying soil.  $Z_{os}$  may be equal to 0 as in SW model [28] or to 1 mm as in SG model [29] without significant changes in the formulations. For the Co model,  $R_{as}$  is calculated numerically and for the Th model,  $R_{as}$  is calculated using an empirical formulation depending on the wind speed above the canopy  $U_a$  and the LAI.

### 3.2.4 Calculation of the canopy boundary layer resistance $R_b$

In order to estimate the vegetation fluxes contribution, the knowledge of the bulk boundary layer resistance  $R_b$  is necessary. This resistance expresses the whole canopy influence on the scalar diffusion through laminar boundary layers near each leaf. Its formulation, based on experimental studies on individual foliar elements [16], links the dimension of the leaf along the wind direction  $w$  and the incident wind speed  $u(z)$ . This relationship is the same for all the models. More details can be found in [5] and [33]. The resistance  $R_b$  is finally calculated by the following equation:

$$R_b^{-1} = \int_0^{LAI} \frac{dL}{r_b(z)} = \frac{LAI}{Z_h A' w^{1/2}} \int_0^{Z_h} (u(z))^{1/2} dz \quad (7)$$

where  $r_b$  is the boundary layer resistance for an individual leaf,  $A'$  is a constant ( $100 \text{ m}^{-1} \cdot \text{s}^{1/2}$ ) and  $u(z)$  is the wind velocity depending on the wind profile within the canopy. For the Co model,  $R_b$  is also computed numerically. For the SW model,  $R_b$  is constant ( $R_b = 25 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$ ), which remains the only difference compared to the SG model. Finally, for Th model, the relationship is empirically formulated as for the other resistances.

## 4. Alpilles experimental dataset

The different aerodynamic resistance parameterizations, have been compared in the framework of the Alpilles-ReSeDA experiment. In a first step, the SiSPAT-RS model has been calibrated on the experimental wheat fields according to the calibration phase defined by scenario 3 of the SVAT inter-comparison [21]. The most important soil parameters are listed below, (a better description may be found in [3]) : the saturation hydraulic conductivity  $K_{sat}$  ( $= 1.0\text{e-}7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) and all the parameters describing the Van Genuchten retention curve, normalization parameter for the soil water pressure  $h_g$  ( $= -5.0 \text{ m}$ ), residual water content  $\theta_r$  ( $= 0 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ), saturated water content  $\theta_{sat}$  ( $= 0.37 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$ ) and shape parameter of the retention curve  $n$  ( $= 2.1286$ ). The soil description is based on the assumption of an homogeneous soil represented by a single horizon.

The simulation results have been obtained on field 101 between the 3<sup>rd</sup> of March and the 2<sup>nd</sup> of April 1997 (days of the experiment 435 to 461). This period corresponds to the vegetation growing period with intensive fluxes measurements [20]. The SiSPAT-RS model has been calibrated using the LAI 2000 measurements. The LAI and the cover height observed during the selected period range respectively between 1.5 to 2.2 and between 30 and 45 cm.

The results obtained with the different aerodynamic models are presented in the next section.

## 5. Results

In Figure 3 both the bulk aerodynamic resistance above the canopy, the aerodynamic temperature at the fictitious level ( $Z_{om}+d$ ) inside the canopy, the total sensible and latent heat fluxes simulated as well as the fluxes measurements are plotted for the first day of the simulation (day 435). One may note that  $R_a$  is quite independent of the choice of the aerodynamic model for daytime (smaller values) as well as for night-time (larger values). This is an important point since  $R_a$  allows to estimate the total fluxes. Consequently, a good agreement between all the simulated fluxes is observed: the differences are lower than  $50\text{W/m}^2$ . Few variations in the aerodynamic temperatures may be noted, the larger differences (lower than 2K) occurring at night. The analysis over the whole time period (not shown on the graph), show the same trends: very little differences on the  $R_a$  values calculated on the day time period (mean differences lower than  $7\text{s/m}$  with standard variations lower than  $70\text{s.m}^{-1}$ ) leading to total fluxes differences lower than  $6.5\text{W/m}^2$  in average.

The in-canopy resistance  $R_{as}$ , the surface temperature  $T_s$  and the soil flux components  $H_s$  and  $LE_s$  simulated for the same day (435) are presented on Figure 4. As expected,  $R_{as}$  is more dependent on the aerodynamic parameterizations than  $R_a$ . The Th and Co models calculate the lower values of  $R_{as}$  (differences around  $100\text{s.m}^{-1}$  but sometimes reaching  $300\text{s.m}^{-1}$  have been obtained for day 435). They consequently show the smallest values of soil sensible heat flux and surface temperature. On the other side, the in-canopy resistances calculated by the SL model show the largest values. The influence of the parameterisation of  $R_{as}$  is significant on the computation of the surface temperature and surface fluxes. A difference of 2.5K is observed between SL and Th models at noon, corresponding to a difference of  $50\text{W/m}^2$  on  $LE_s$  or  $H_s$ . This point may be explained as follows : the lower values of  $R_{as}$  lead to an increase of the soil evaporation (at this day, the surface soil moisture is high (equal to  $23.5\text{cm}^3/\text{cm}^3$ ) and the soil evaporation is not limited). In consequence the soil temperature and the sensible heat flux decrease.

Figure 5 illustrates the impacts on the vegetation components through the canopy boundary layer resistance, the mean canopy temperature and the vegetation flux contributions  $H_v$  and  $LE_v$ . A general good agreement on  $R_b$  may be noted except for the Th model presenting much larger values of  $R_b$ , the mean differences are around  $80\text{s.m}^{-1}$  with variations sometimes greater than  $200\text{s.m}^{-1}$ . The consequences are larger values of the canopy temperature (differences of 3.5K between Th and SS models and smaller values of the latent heat flux. This

decrease of the evapotranspiration is enhanced by the increase of the stomatal resistance (Figure 6) due to the decrease of the surface soil moisture (induced by the larger soil evaporation). A difference of  $30\text{W/m}^2$  is shown at noon between Th and SS model. The impact on the radiative temperature is important, (differences around  $2.5\text{K}$  may be noted at noon between Th and SS models) but less than on the individual components because the impacts are opposite (soil temperature smaller but vegetation temperature larger) and the contribution of the vegetation is larger than the soil one (LAI is equal to 1.5).

The same trends have been noted on the whole period but the consequences of the  $R_{as}$  and  $R_b$  resistance differences vary from the beginning of the period to the end depending on the available surface soil moisture. When the surface soil moisture is high (larger than 20%, i.e. beginning of the simulation), the soil evaporation responds instantaneously to the  $R_{as}$  resistance variations and the soil temperature is directly modified. But when the soil begins to dry, the soil evaporation is limited by the soil resistance and the impacts of the parameterization is much lower. The impacts of the two-layer temperature variations on the radiative temperature are also depending on the vegetation and soil proportions, i.e. on the LAI, since the two effects are opposite. The extreme variations have been noted for low or high LAI values and can reach  $4\text{K}$  in our case.

## 6. Conclusion

This preliminary study attempts to understand the role and the influence of the aerodynamic resistance parameterizations on our SVAT simulated surface fluxes and temperatures. The results obtained on the Alpilles experimental dataset showed a good agreement between the total turbulent fluxes simulated by the different models, but differences on the partition between soil and vegetation contributions have been noted. The seven different parameterizations lead to similar values for the bulk aerodynamic resistance but large variations have been noted between the canopy boundary layer and the in-canopy aerodynamic resistances. These differences lead to variations between the respective contributions of the soil and the vegetation in the turbulent fluxes inducing variations in the surface water content conditions. The impacts are sizeable as long as low and high coverage canopies are concerned (i.e. low and high LAI values) and for high moisture conditions (especially after a precipitation). In our case, with LAI ranging between 1.5 and 2.2 and dry moisture conditions, the impacts are rather limited.

In conclusion, it has been shown that the impacts of the aerodynamic models on the radiative temperature and the individual soil and vegetation fluxes simulation may be important in such cases. We have pointed out that total fluxes and hemispheric radiative temperature measurements are not sufficient to validate the models and make a choice. For this purpose, multi-directional temperature measurements and fluxes data of the individual components (soil and vegetation) should be of great help. In our conditions, the model choice is not crucial because the effects on the radiative temperature are lower than the discrepancies with the

observations. Consequently, whatever the model used, the assimilation of the radiative temperature should improve the fluxes and temperature simulation.

**Acknowledgements:** The authors would like specially to thank A. Oliosio and an anonymous reviewer for their constructive comments as well as all the partners of the ReSeDA program for providing ground truth data. This work was supported by the INSU/CNRS French national programs (PNRH and PNTS).



## References

- [1] Braud I., Dantas-Antonino A.C., Vauclin M., Thont J.L., Ruelle P., A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) ; Development and field verification, *Journal of Hydrology* , 166, 213-250, 1995.
- [2] Braud I., SiSPAT, a numerical model of water and energy fluxes in the soil-plant-atmosphere continuum, SiSPAT user's manual , 83pp,1996.
- [3] Braud I. and Chanzy A., Soil properties, initials conditions for use within SVAT models in the framework of the intercomparison, Special Report, 2001.
- [4] Chehbouni, A., Y. Nouvellon, Y. H. Kerr, M. S. Moran, C. Watts, L. Prévot, D. C. Goodrich, and S. Rambal, "Directional effect on radiative surface temperature measurements over a semi-arid grassland site," *Remote Sens. Environ.*, vol. 76, pp. 360-372, 2001.
- [5] Choudhury B.J., Monteith J.L., A four layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 114, (1987), 373-398.
- [6] Cowan I.R., Mass, heat and momentum exchange between stands of plants and their atmospheric environment, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 94, 523-544, 1968.
- [7] Deardorff J.W., Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation, *Journal Geophys. Res.*, 83, 1889-1903, 1978.
- [8] Dantas-Antonino A.C. , Modélisation des transferts de masse et de chaleur dans le système sol-plante-atmosphère. Influence de la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol , *Doctoral Thesis, Grenoble University*, 1992.
- [9] Demarty J., Développement et application du modèle SiSPAT-RS à l'échelle de la parcelle agricole dans le cadre de l'expérience Alpilles-ReSeDA, *PhD thesis of Paris 7 University*, 200 p (French language), 17 December 2001.
- [10] Denmead O.T., Bradley E.F., Flux gradients relationships in a forest canopy - *The Forest Atmosphere Interaction*, Eds Hutchinson B.A. and Hicks B.B. – Reidel Publishing Co., Dordrecht – Holland, 1985.
- [11] Dolman A.J. and J. S. Wallace, "Lagrangian and K-theory approach in modelling evaporation from sparse canopies," *Q. R. J. Meteorol. Soc.*, vol. 117, pp. 1325-1340, 1991.
- [12] Federer C.A. , A Soil-Plant-Atmosphere model for transpiration and availability of soil water , *Water Resources Research*, 15, 555-562, 1979.
- [13] C. François, C. Ottlé, and L. Prévot, "Analytical parameterization of canopy directional emissivity and canopy directional radiance in the thermal infrared. Application on the retrieval of soil and foliage temperatures using two directional measurements. Part 1 : Theory," *Int. J. Remote Sensing*, vol. 18, pp. 2587-2621, 1997.
- [14] C. François, The potential of directional radiometric temperatures for monitoring soil and leaf temperature and soil moisture status, *Remote Sensing of Environnement*, 80, 1, 122-133, 2002
- [15] Huntingford C., Allen S.J., Harding R.J., An intercomparison of single and dual-source vegetation-atmosphere transfer models applied to transpiration from Sahelian Savannah, *Boundary Layer Meteorol*, 74, 397-418, 1994.
- [16] Jones H.G., Plants and microclimate, Cambridge University Press, New York, 53-54, 1983.
- [17] Lafleur P.M., Rouse W.R., Application of an energy combination model for evaporation from sparse canopies, *Agric. and Forest Meteorol.*, 49, 135-153, 1990.
- [18] Lagouarde J.-P., Y.H. Kerr, and Y. Brunet, "An experimental study of angular effects on surface temperature for various plant canopies and bare soils," *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 77, pp. 167-190, 1995.

- [19] Monteith J.L., Vegetation and the atmosphere, Academic Press, (J.L. Monteith, Ed), vol 1, 1976.
- [20] Olioso, A., Braud, I., Chanzy, A., Demarty, J., Ducros, Y., Gaudu, J. C., Gonzales-Sosa, E., Jacob, F., Lewan, L., Marloie, O., Ottlé, C., Prévot, L., Thony, J. L., Autret, H., Bethenot, O., Bonnefond, J. M., Bruguier, N., Buis, J.P., Calvet, J.C., Caselles, V., Chauki, H., Coll, C., Gouget, R., Jongschaap, R., Kerr, Y., King, C., Lagouarde, J. P., Laurent, J. P., Mc Aneney, J., Moulin, S., Rubio, E., Weiss, M. and Wigneron, J. P. SVAT modeling over the Alpilles-ReSeDA experiment : Experimental setup for monitoring energy and mass transfers. *Submitted to Agronomie*, 2002
- [21] Olioso, A., Braud, I., Chanzy, A., Courault, D., Demarty, J., Kergoat, L., Lewan, E., Ottlé, C., Prévot, L., Zhao, W., Calvet, J.C., Cayrol, P., Jongschaap, R., Moulin, S., Noilhan, J. and Wigneron, J.P. SVAT modeling over the Alpilles-ReSeDA experiment : Comparison of SVAT models, first results on wheat, *Submitted to Agronomie*, 2002
- [22] Passerat de Sillan A., Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle. Comparaison : Modèles - Expériences, *Ph. D. Thesis*, Grenoble University, 1986.
- [23] Quesney, A., S. Le Hégarat-Masclé, O. Taconet, D. Vidal-Madjar, J.P. Wigneron, C. Loumagne, and M. Normand, "Estimation of Watershed Soil Moisture Index from ERS/SAR Data," *Remote Sens. Environ.*, vol. 72, pp. 290-303, 2000.
- [24] Raupach M.R., Finnigan J.J., Single-layer Models of Evaporation from Plant Canopies are Incorrect but useful whereas multilayer models are correct but useless: Discussion , *Aust. J. Plant Physiol.*, 15, 705-716, 1988.
- [25] Raupach M.R., A practical Lagrangian method for relating scalar concentrations to source distributions in vegetation canopies, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 115, 609-632, 1989.
- [26] Sellers P.J., Randall D.A., Collatz G.J., Berry J.A., Field C.B., Dazlich D.A., Zhang C., Colledo G.D., Bounoua L., A revised Land surface Parameterisation (SiB2) for atmospheric GCMs. Part1: Model formulation , *Journal of Climate*, 9, 706-737, 1996
- [27] Shaw R.H., Pereira A.R. S., Aerodynamic roughness of a plant canopy: A numerical experiment, *Agricult. Meteorology*, 51-65, 1982
- [28] Shuttleworth W.J., Wallace J.S, Evaporation from sparse crops –an energy combination theory, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 111, 839-855, 1985.
- [29] Shuttleworth W.J., Gurney R.J., The theoretical relationship between foliage temperature and canopy resistance in sparse crops, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 116, 497-519, 1990.
- [30] Taconet O., Carlson T.N., Bernard R., Vidal Madjar D., Evaluating of a surface vegetation/model using satellite infrared surface temperatures, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, 50, 239-243, 1986.
- [31] Thom A.S., Momentum absorption by vegetation, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 97, 414-428, 1971.
- [32] Thom A.S., Momentum, mass and heat exchange of vegetation, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 98, 124-134, 1972.
- [33] Troufleau D., Estimation du flux de chaleur sensible sur couverts épars par télédétection infrarouge thermique et multicapteur. Applications aux zones arides et semi-arides, *Ph. D. Thesis*, Montpellier University, 1996.
- [34] Van de Griend A.A., Van Boxel J.H., Water and surface energy balance model with a multilayer canopy representation for remote sensing purposes, *Water Resources Research*, vol. 25, no5, 949-971, 1989.
- [35] Verhoef W., Light scattering by leaf layers with application to canopy reflectance modeling: The SAIL model, *Remote Sens. Environment*, 16, 125-141, 1984.

[36] Weiss, M., D. Troufleau, F. Baret, H. Chauki, L. Prévot, A. Oliosio, N. Bruguier, and N. Brisson, "Coupling canopy functioning and radiative transfer models for remote sensing data assimilation," *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 108, pp. 113-128, 2001

## Table caption

Table I : Presentation of the 7 different aerodynamic resistances schemes tested in SiSPAT

## Figure captions

Fig 1: Schematic representation of the energy processes in a two-layers SVAT model: Net radiation ( $R_n$ ), soil heat conduction ( $G$ ), sensible and latent heat fluxes ( $H$  and  $LE$ ), surface and aerodynamic resistances ( $R_s$ ,  $R_a$ ,  $R_{as}$ ,  $R_b$ ), temperatures ( $T$ ) and specific humidity ( $q$ ). Subscripts  $s$ ,  $v$  and  $tot$  refer respectively to the soil, vegetation and total contributions,  $a$  to the reference height measurements above the canopy and  $av$  to the fictive level inside the canopy.

Fig 2: Aerodynamic resistances and whole vertical wind profile (exponential or hyperbolic sinus between  $Z_{0s}$  and  $Z_{ref}$ , and logarithmic between  $Z_{ref}$  and  $Z_a$ ).  $Z_{0s}$ ,  $d+Z_{0m}$  and  $Z_{ref}$  represent respectively the underlying soil roughness, the effective level of mean drag and the transition profile level.

Fig 3: Bulk aerodynamic resistance, aerodynamic temperature and total sensible and latent heat fluxes simulated by the different aerodynamic models (Day 455).

Fig 4: In-canopy Resistance, soil surface temperature and soil sensible and latent heat fluxes simulated by the different aerodynamic models (Day 455).

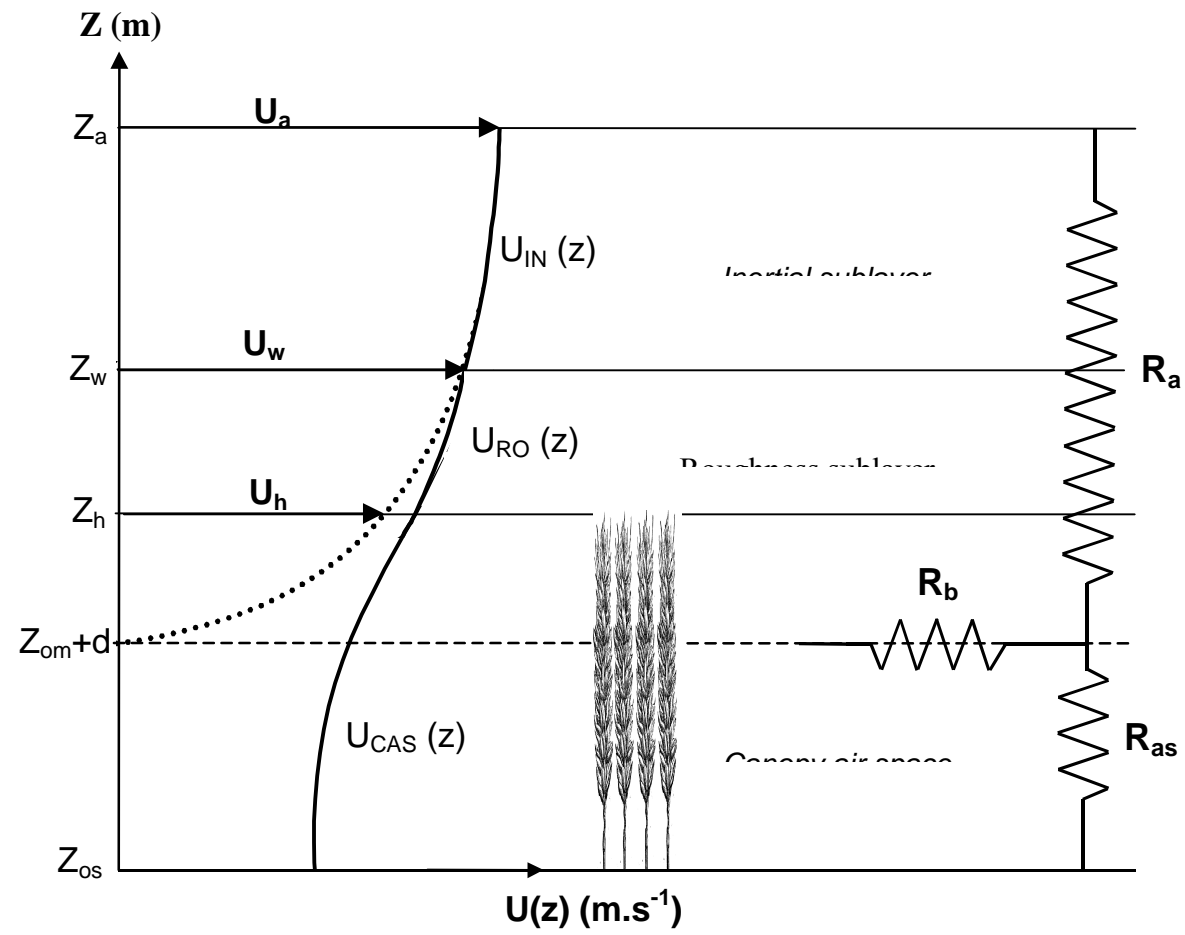
Fig 5: Canopy boundary layer resistance, mean canopy temperature and vegetation sensible and latent heat fluxes simulated by the different aerodynamic models (Day 455).

Fig 6: Stomatal resistance and radiative temperature simulated by the different aerodynamic models (Day 455).

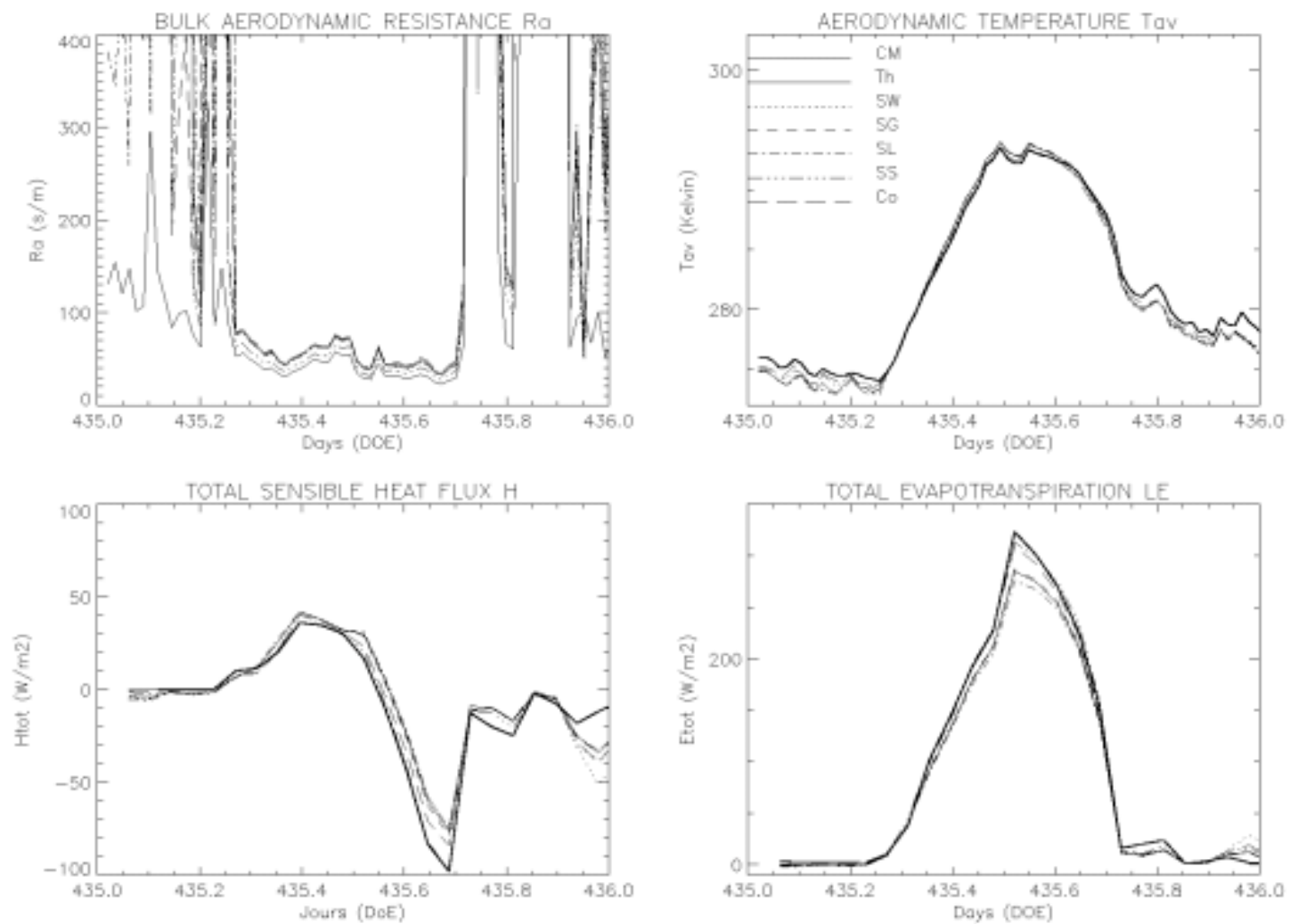
NAME	Wind Profile	Eddy Diffusivity	Ra	Remarks
CM	$U_{RO}(z) = U_{IN}(z)$ $U_{CAS}(z) = U_{IN}(Z_h) e^{-n(1-z/Z_h)}$	$K_{RO}(z) = K_{IN}(z)$ $K_{CAS}(z) = K_{IN}(Z_h) e^{-n(1-z/Z_h)}$	$R_a = \int_{Z_{om}+d}^{Z_a} \frac{dz}{K_{IN}(z)}$	
Co	$U_{RO}(z) = U_{IN}(z)$ $U_{CAS}(z) = U_{IN}(Z_h) \left( \frac{\sinh(\beta \cdot z)}{\sinh(\beta \cdot Z_h)} \right)^{\frac{1}{2}}$	$K_{RO}(z) = K_{IN}(z)$ $K_{CAS}(z) = K_{IN}(Z_h) \left( \frac{\sinh(\beta \cdot z)}{\sinh(\beta \cdot Z_h)} \right)^{\frac{1}{2}}$	$R_a = \int_{Z_{om}+d}^{Z_a} \frac{dz}{K_{IN}(z)}$	$\beta = \left\{ \frac{2 \cdot Cd \cdot LAI \cdot U_{CAS}(Z_h)}{K_{CAS}(Z_h)} \right\}^{\frac{1}{2}}$
SW	$U_{RO}(z) = U_{IN}(z)$ $U_{CAS}(z) = U_{IN}(Z_h) e^{-n(1-z/Z_h)}$	$K_{RO}(z) = K_{IN}(z)$ $K_{CAS}(z) = K_{IN}(Z_h) e^{-n(1-z/Z_h)}$	$R_a = \int_h^{Z_a} \frac{dz}{K_{IN}(z)} + \int_{Z_{om}+d}^{Z_h} \frac{dz}{K_{CAS}(z)}$	$R_b = 25 \text{ s} \cdot \text{m}^{-1}$
SG	$U_{RO}(z) = U_{IN}(z)$ $U_{CAS}(z) = U_{IN}(Z_h) e^{-n(1-z/Z_h)}$	$K_{RO}(z) = K_{IN}(z)$ $K_{CAS}(z) = K_{IN}(Z_h) e^{-n(1-z/Z_h)}$	$R_a = \int_{Z_h}^{Z_a} \frac{dz}{K_{IN}(z)} + \int_{Z_{om}+d}^{Z_h} \frac{dz}{K_{CAS}(z)}$	
SL	$U_{RO}(z) = U_{IN}(z)$ $U_{CAS}(z) = U_{IN}(Z_h) e^{-n(LAI)(1-z/Z_h)}$	$K_{RO}(z) = K_{IN}(z)$ $K_{CAS}(z) = K_{IN}(Z_h) e^{-n(1-z/Z_h)}$	$R_a = \int_{Z_h}^{Z_a} \frac{dz}{K_{IN}(z)} + \int_{Z_{om}+d}^{Z_h} \frac{dz}{K_{CAS}(z)}$	<p>if <math>0.4 \leq LAI \leq 2.5</math></p> <p><math>n(LAI) = y \cdot LAI^x</math></p> <p><math>y = 2.6</math> ; <math>x = 0.36</math></p>
SS	$U_{RO}(z) : \text{not specified}$ $U_{CAS}(z) = U_{RO}(Z_h) e^{-n(1-z/Z_h)}$	$K_{RO}(z) = K_{IN}(z_w) \left\{ 1 + (G_1 - 1) \left( \frac{z_w - 1}{z_w - h} \right) \right\}$ $K_{CAS}(z) = K_{RO}(Z_h) e^{-n(1-z/Z_h)}$	$R_a = \int_{z_w}^{Z_a} \frac{dz}{K_{IN}(z)} + \int_{Z_h}^{z_w} \frac{dz}{K_{RO}(z)} + \int_{Z_{om}+d}^{Z_h} \frac{dz}{K_{CAS}(z)}$	$Z_w = Z_h + G_4 \cdot z_{om}$ $G_1 = 1.449$ $G_4 = 11.785$
Thom	<p>Empirical formulation</p> $U_{av} = u_* \left( \frac{9 \sigma_a P_d}{\beta LAI} \right)^{1/2}$		$R_a = \frac{U_a - U_{av}}{u_*^2}$	$R_b = \frac{28 P_d}{U_{av} \beta LAI}$ $Ras = \frac{U_{av}}{(1 - \sigma_a) u_*^2}$

**Table 1**

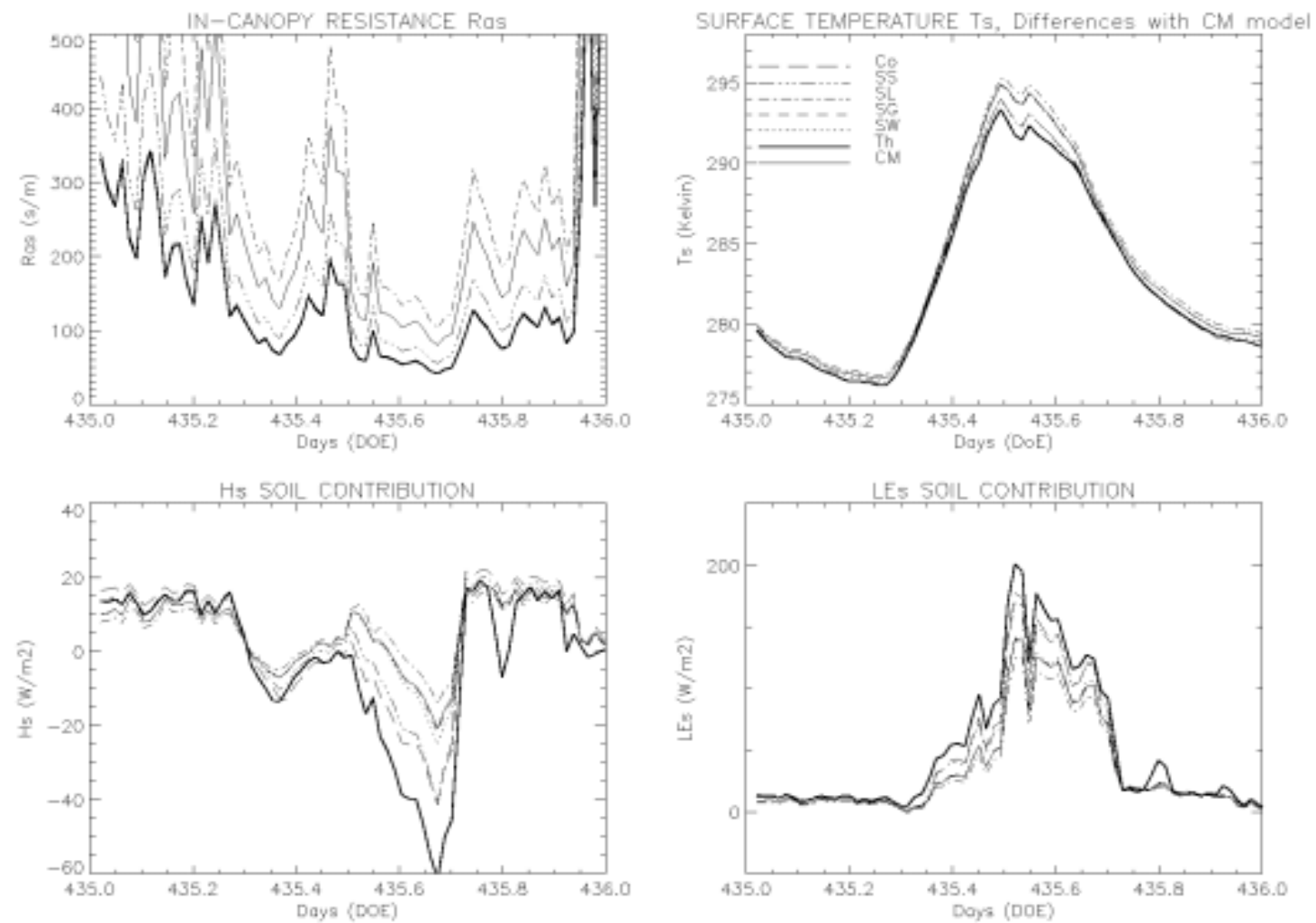




**Figure 2**

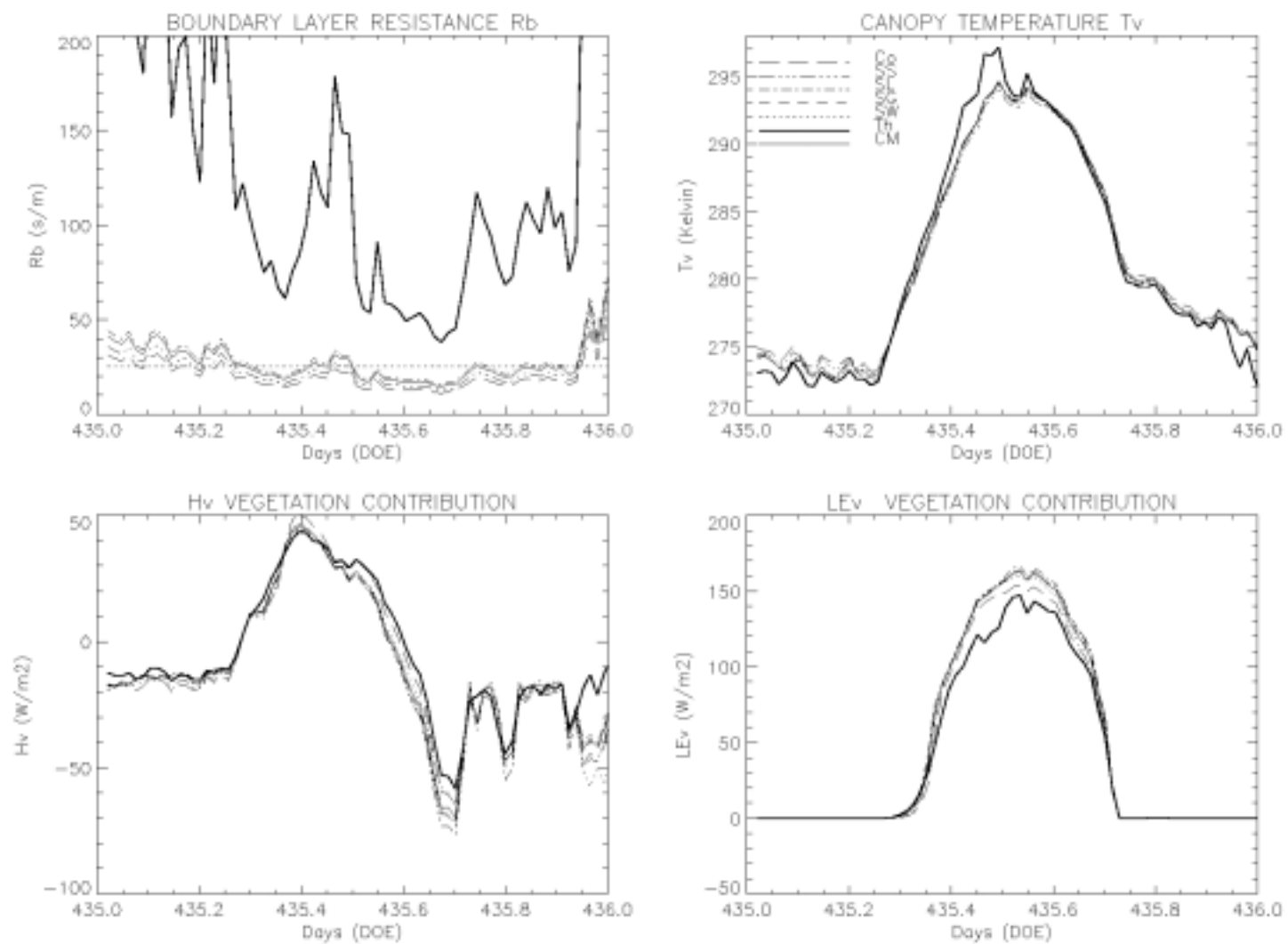


**Figure 3**

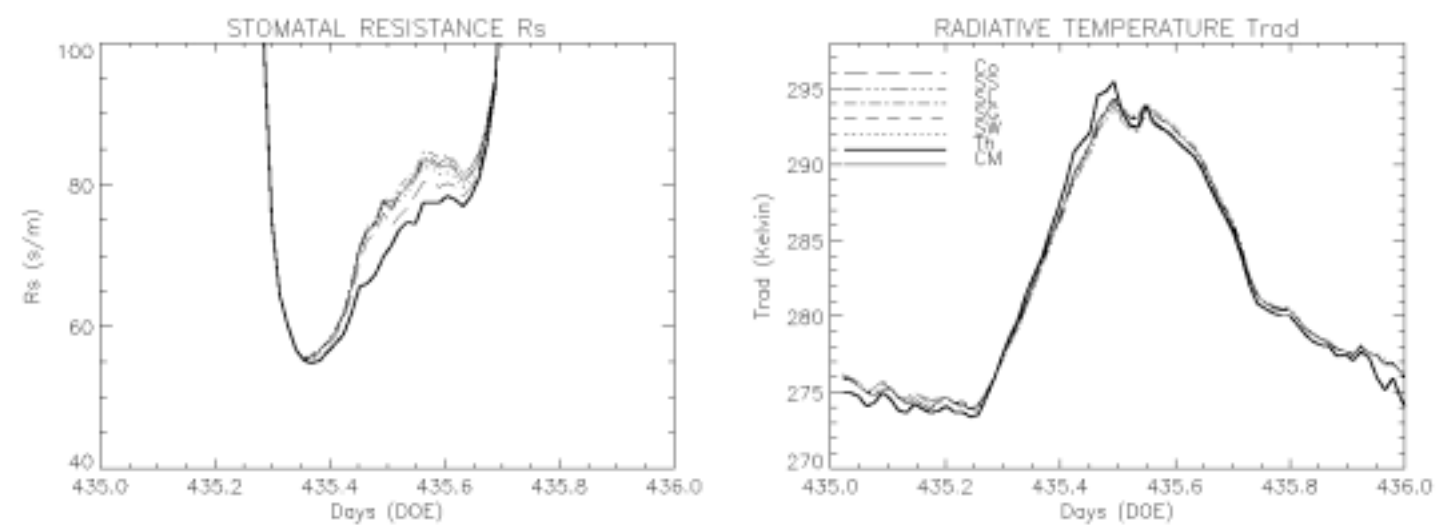


**Figure 4**





**Figure 5**



**Figure 6**



# Annexe B

## Spécification des gammes de variations des paramètres et variables d'initialisation

Cette annexe présente l'ensemble des considérations sur lesquelles s'est basée la spécification des gammes de variations des 50 paramètres et des 10 variables d'initialisation du modèle SiSPAT-RS en vue de l'analyse de sensibilité.

### B.1. Considérations sur les paramètres du modèle

- Seulement trois horizons ont été modélisés. Cette situation ne correspond pas exactement à ce qui a été mis en avant expérimentalement sur la parcelle 101, puisqu'en effet sur cette parcelle 4 horizons avaient été détectés. Toutefois, afin de limiter le nombre de paramètres et en accord avec la stratégie d'étalonnage introduite au Chapitre 6, il a été décidé de réduire d'une unité le nombre d'horizons considérés. Par ailleurs, comme signalé au chapitre 4, une colonne sol de 2 m a été modélisée en considérant notamment 37 couches de sol et un flux de masse nul comme condition à la limite inférieure.
- Les gammes de variations des paramètres des courbes de rétention de Van Genuchten ( $\theta_s$ ,  $n_B$  et  $h_g$  pour chaque horizon, soit 9 au total) ont été principalement déduites de la variabilité intra-parcellaire observée (Braud et Chanzy, 2001). Certains réajustements ont cependant été apportés à quelques paramètres afin d'en étendre plus fortement la gamme.
- Deux autres paramètres sont aussi nécessaires à la description complète de la courbe de rétention. Il s'agit de la teneur volumique en eau résiduelle  $\theta_r$  et du paramètre de forme  $m_B$ . Toujours en accord avec Braud et Chanzy (2001), ces derniers ont été respectivement considérés comme nuls (Tab 4.5) et tirés des valeurs obtenues pour  $n_B$  par l'équation (3.7). Par ailleurs, le point de flétrissement a été calculé par inversion de la courbe de rétention de Van Genuchten pour une valeur de potentiel matriciel égale à  $-150$  m (§ 4.2.2).
- Les gammes de variation de la conductivité hydraulique à saturation  $K_{sat}$  ont été fixées autour des données expérimentales de manière assez large. Ainsi un ordre de variation de  $10^4$  a été considéré pour les deux premiers horizons et un ordre de  $10^3$  pour le troisième. En accord avec les résultats trouvés par le groupe "Intercomparaison des modèles TSVA" (Olios, 2000), des valeurs plus fortes de  $K_{sat}$  ont été favorisées (par exemple  $K_{sat1}$  varie de  $5.0 \cdot 10^{-10}$  à  $5.0 \cdot 10^{-6}$  pour une valeur mesurée de  $5.0 \cdot 10^{-9} \text{ m.s}^{-1}$ ). Par ailleurs, le paramètre de forme  $\eta$  intervenant dans le calcul de la conductivité hydraulique par le modèle de Brooks et Corey (Eq. 3.14) a

été calculé à partir des valeurs obtenues pour  $n_B$  et  $m_B$  et des équations (3.15) et (3.16).

- La présence de macropores a été considérée pour les deux premiers horizons (Braud et Chanzy, 2001). Les paramètres nécessaires à la description de ce processus (2 par horizon, soit 4 au total) n'ont pas été supposés variables dans les simulations afin de ne pas trop augmenter le nombre total de paramètres. Cette hypothèse reste, il est vrai, discutable. Cependant ce mécanisme agit seulement dans le cas d'un sol proche de la saturation, en favorisant notamment l'écoulement vers les couches profondes du sol. En fait, seulement la période 505-530 est concernée par ce mécanisme où 2 événements pluvieux interviennent.
- Contrairement à Braud (1998) qui relie dans son étude de sensibilité stochastique les variations de  $h_g$  et  $K_{sat}$ , aucune dépendance entre les paramètres de structure du sol n'a été considérée. Si tel avait été le cas, un des moyens d'action aurait pu alors être basé sur la sorptivité du milieu sol qui relie entre eux ces paramètres (Zammit, 1999). Ce choix de non-dépendance représente une hypothèse forte pouvant amener à des situations irréalistes dans les propriétés du sol. Toutefois, il apparaît intéressant d'appréhender la sensibilité relative de chacun des paramètres de manière indépendante car ils sont d'une importance capitale sur le fonctionnement du modèle. Par ailleurs, les résultats de l'analyse de sensibilité peuvent apporter une indication sur les valeurs à proscrire pour chacun des paramètres. Ce point est discuté dans le Chapitre 6.
- Comme la conductivité thermique dépend de la teneur en eau, ses variations sont implicitement prises en compte dans la description de la courbe de rétention. Toutefois des études précédemment menées sur le modèle SiSPAT ont montré qu'il fallait généralement corriger fortement cette dernière. Ceci a été pris en compte par l'intermédiaire de 3 coefficients multiplicatifs  $L_a$  (1 par horizon), intervenant dans le modèle après estimation de la conductivité thermique en fonction de la teneur en eau.
- La capacité calorifique volumique sèche  $C_d$  a été supposée sujette à des variations *a priori* de plus ou moins 25 %.
- Les spectres de réflectances et de transmittances des feuilles vertes et des feuilles jaunes ont été soumis à des variations quel que soit la longueur d'onde considérée. Ainsi, un décalage de l'ensemble du spectre a été simplement effectué. Dans un souci de simplification, l'absorption spectrale de chacun de ces deux éléments végétaux a été supposée constante. Par conséquent, à un décalage positif du spectre de réflectance correspond un décalage de même amplitude, mais négatif, du spectre de transmittance. Toutefois, il a particulièrement été vérifié que les valeurs spectrales des propriétés optiques ne deviennent jamais négatives après application du décalage. Dans un tel cas, la valeur concernée a été fixée à 0 ; la différence étant alors reportée exceptionnellement sur l'absorption. Finalement par application d'un tel procédé, seulement un paramètre pour les feuilles vertes (Decv) et un pour les feuilles jaunes (Decj) sont suffisants pour décrire l'ensemble des variations apportées aux propriétés optiques foliaires.
- Les spectres de réflectance du sol sec et du sol humide ont été supposés varier de manière indépendante l'un de l'autre. Comme pour les propriétés optiques foliaires, un décalage d'ensemble (Ass et Ash) est appliqué à chaque spectre (indépendant de

la longueur d'onde). Les valeurs limites des variations ont été choisies afin que les valeurs spectrales du sol sec soit toujours supérieures à celles du sol humide.

- Les gammes de variations des albédos du sol sec ( $\theta_{sc}$ ) et du sol humide ( $\theta_{sh}$ ) ont été ajustées afin de ne pas obtenir une forme inverse de la courbe type de l'albédo (Fig. 3.2). La condition nécessaire et suffisante à cette hypothèse est que  $\theta_{sc}$  (Wd dans l'étude) reste supérieur à  $\theta_{sh}$  (Ww).
- Une attention particulière a été portée sur les paramètres qui évoluent quotidiennement. Ceci concerne 7 paramètres, à savoir : le OAI vert total, le OAI jaune total, la hauteur du couvert, ainsi que certains des paramètres nécessaires à la description du profil racinaire (Zrpm, Zrt, Pmr et FDRmax ; Fig 3.3). La dynamique de chacun de ces paramètres a été modélisée à partir de la fonction :

$$x(J) = A_x e^{-L_x (J - J_{m,x})^2} + D_x \quad (\text{Eq. B.1})$$

où  $x(J)$  représente la valeur du paramètre  $x$  au jour  $J$  considéré,  $A_x$  et  $L_x$  deux paramètres contrôlant respectivement l'amplitude et l'étalement de la fonction  $x(J)$ ,  $J_{m,x}$  le jour pour lequel la fonction atteint son maximum et  $D_x$  est le décalage vertical de la fonction. Ces deux derniers paramètres ont été ajustés à partir des mesures obtenues sur la parcelle 101 et restent constants pour chaque simulation. Les variations du paramètre  $x$  sont alors prises en compte uniquement dans celles que l'on impose à  $A_x$  et  $L_x$ . Les gammes de variation de ces deux nouveaux paramètres (cf. Tab 5.2) ont été alors déterminées graphiquement afin que l'ensemble des courbes obtenues englobent au mieux les points de mesure. Pour le  $FDR_{max}$  une évolution temporelle a été fixée a priori car aucune mesure n'était disponible. Les résultats obtenus pour les 7 paramètres sont portés sur la Figure (B.1) et dans le Tableau (B.1).

- Les autres paramètres nécessaires à la description du profil racinaire (Zri, Zrmu et Zrmd) ont été supposés en accord avec les mesures disponibles comme indépendants du temps. Une incertitude de plus ou moins 25 % a alors été considérée pour chacun d'eux.
- L'ensemble des autres gammes de variations concerne essentiellement les paramètres de la végétation. Comme aucune information expérimentale n'était disponible pour ces paramètres, leur gamme de variation associée a été choisi de la plus large possible.

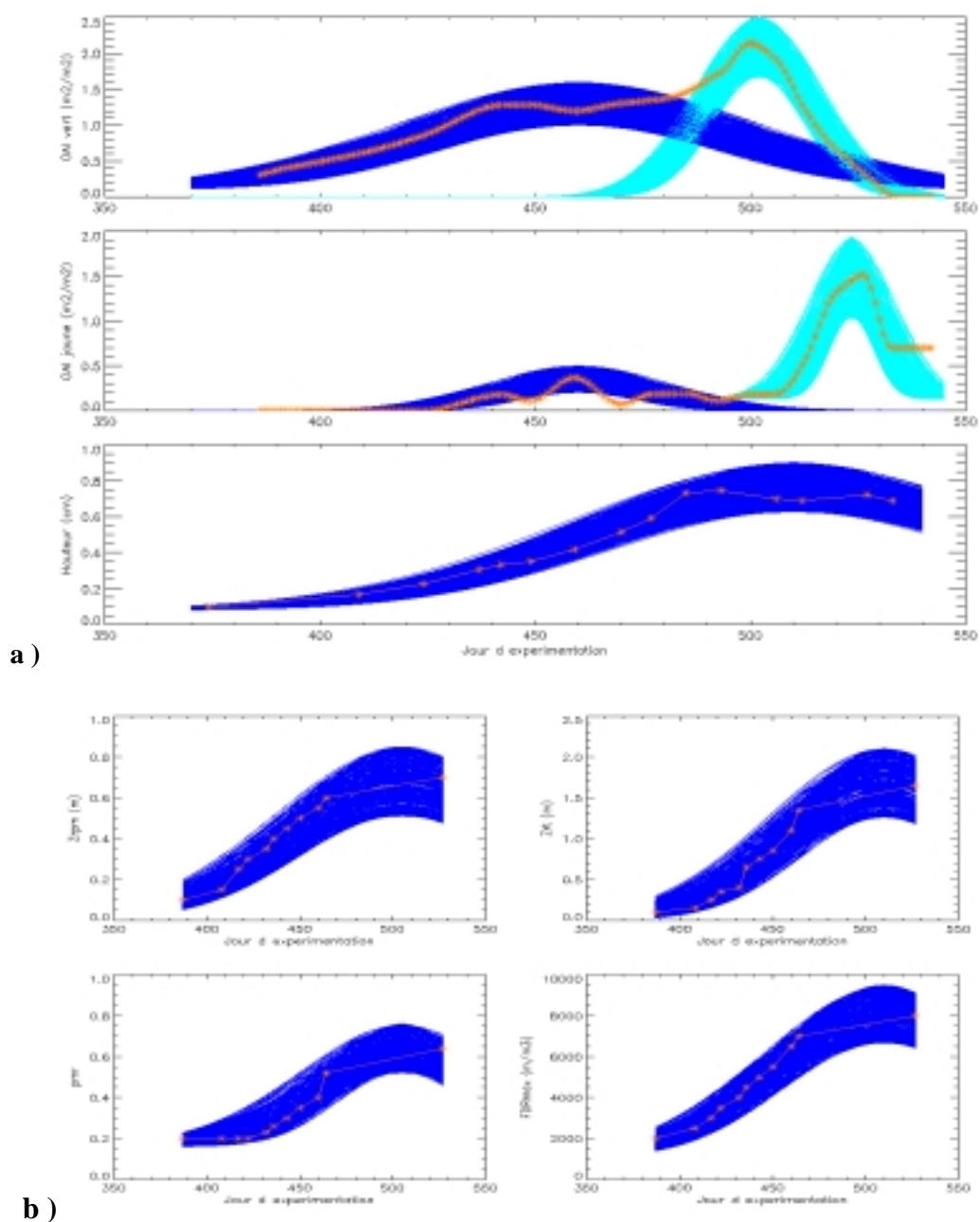


Fig. B.1 : Représentation des paramètres évoluant temporellement : a) OAI vert et, OAI jaune et hauteur du couvert b) Paramètres des racines – Les mesures expérimentales sont indiquées en orange

Paramètre x	$J_{m,x}$	$D_x$
OAI vert : 440-460	460	0.1 m <sup>2</sup> /m <sup>2</sup>
505-530	500	0
OAI jaune : 440-460	460	0
505-530	523	0
Ht	505	0.08
Zrpm	505	0
Zrt	510	0
PMR	505	0.16
FDRmax	510	1000

Tab. 5.2 : Caractérisation des paramètres à évolution quotidienne

## B.2. Spécification des gammes de variations des variables d'initialisation du modèle

- Les mesures expérimentales issues de la parcelle 101 ont servi de référence à l'initialisation du modèle. Les valeurs de température et d'humidité imposées à chaque nœud de la colonne sol ont été alors calculées par interpolation linéaire entre les deux points de mesure englobant le nœud considéré.
- Trois types de variation ont été ensuite appliqués de manière simultanée sur chaque variable d'initialisation. La première a été appliquée sur le profil vertical de température ou d'humidité, en le décalant dans son ensemble par rapport au profil de référence. La seconde a affecté de manière plus modérée la forme caractéristique des profils verticaux en affectant à chaque variable d'initialisation sa propre variation. La combinaison de ces deux actions permet (1) de générer des profils verticaux de température et d'humidité initiales dont la forme reste réaliste dans l'ensemble et (2) d'éviter d'importantes différences entre couches de sol successives ayant finalement tendance à s'équilibrer rapidement dans la simulation après quelques pas de temps de calcul. Enfin, la troisième variation a affecté la gamme de variation avec la profondeur ; celle-ci étant d'autant plus faible que le nœud associé se situe profondément sous la surface. Cette dernière considération se justifie par le fait que température et humidité sont moins sujettes aux variations diurnes en profondeur qu'en surface. La nouvelle variable d'initialisation a donc été estimée à l'aide de la fonction :

$$X_i(z) = X_{i,0}(z) + N_1(1 + N_2(z)) \cdot \text{Amp}_x \cdot e^{(-z / \text{Amort}_x)} \quad (\text{Eq. B.2})$$

où  $X_i(z)$  désigne alternativement la température (T) ou l'humidité ( $\theta$ ) du nœud  $i$  positionné à la profondeur  $z$ ,  $X_{i,0}(z)$  la variable de référence du même nœud,  $N_1$  (-0.8 à 0.8) et  $N_2(i)$  (-0.2 à 0.2) les nombres aléatoires relatifs aux deux premiers effets, et enfin  $\text{Amp}_x$  (K ou  $\text{m}^3/\text{m}^3$ ) et  $\text{Amort}_x$  (m) deux coefficients contrôlant respectivement l'amplitude maximale de la variation et l'amortissement dû à la profondeur.

- Concernant l'initialisation de la température du sol, la valeur de  $\text{Amp}_T$  a été déterminée à l'aide de la variabilité inter-parcellaire observée au jour considéré (3.8 K, soit  $\text{Amp}_T = 1.9$  K). La valeur de  $\text{Amort}_T$  a été fixée à la profondeur d'amortissement estimée sur la parcelle (2.85 m, cf. Braud et Chanzy, 2000).
- Concernant l'initialisation de l'humidité, la valeur de  $\text{Amp}_\theta$  a été déterminée à partir de la variabilité inter-parcellaire observée à 5 cm au jour considéré ( $0.036 \text{ m}^3/\text{m}^3$ , soit  $\text{Amp}_\theta = 0.018 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ). La valeur du paramètre  $\text{Amort}_\theta$  semble quant à elle beaucoup plus délicate à estimer. Initialement une très grande variabilité de l'humidité des couches profondes avait été tolérée. Des tests préliminaires (non présentés) ont montré que les simulations étaient trop largement affectées par la variation de stock d'eau dans les couches profondes du sol. Par conséquent, il a alors été décidé de limiter fortement la variabilité de l'humidité avec la profondeur. Par ailleurs, notre choix a été conforté par la variabilité inter-parcellaire observée à 135 cm sur les 3 parcelles de blé. Celle-ci reste relativement faible ( $0.02 \text{ m}^3/\text{m}^3$ ), ce qui a permis de fixer la valeur de  $\text{Amort}_\theta$  à 1 m. De ce fait, les gammes de variations imposées aux conditions initiales semblent alors plus représentatives d'une incertitude sur les mesures expérimentales, plutôt qu'à une totale méconnaissance de ce dernières.









# **Development and application of SiSPAT-RS model at field scale during Alpilles-ReSeDA experiment**

## Abstract

Vegetation canopy functioning can be studied combining both Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer (SVAT) models and remote sensing data. These models describe energy and mass transfers in the soil-plant-atmosphere continuum. Remote sensing provides useful information for driving such models. The main objective of this work was to determine the contribution of multispectral remote sensing data in the functioning of a complex SVAT model. The chosen model was SiSPAT (Braud, 1995), considering coupled heat and moisture flows in the soil. It was coupled with two canopy radiative transfer models in order to simulate at field scale main surface processes and remote sensed data (bi-directional reflectance and directional brightness temperature). In the visible and the near infrared, the 2M-SAIL model (Weiss et al., 2001) was chosen for its ability to account for the development of yellow and green vegetation layers throughout the crop cycle. In the thermal infrared, the directional model proposed by François (2001) was used. In the microwaves domain (passive or active), the contribution of remote sensing data was only studied through the surface soil water content. This new developed model was called SiSPAT-RS (Simple Soil Plant Transfer and Remote Sensing) and was applied on two wheat field dataset, acquired during the ReSeDA experiment in 1997 in the South France. First, a sensitivity analysis was performed over 60 parameters and initial state variables, using a stochastic Monte Carlo sampling and a multicriteria methodology based on a Pareto ranking. Results allowed to detect the most influent parameters on the simulation of several state variables, and to reduce significantly their associated uncertainty intervals. The model calibration was performed considering different assumptions, related to the experimental knowledge of soil properties and surface variables available. This step allowed to (1) validate the model on the other wheat field and (2) propose and apply an assimilation method, based on the knowledge of thermal infrared brightness temperature and the surface soil water content. In this last context, it was possible to estimate the main surface processes with a good accuracy and to quantify the model errors associated to the parameter uncertainties.

Keywords: SVAT models, Remote Sensing data assimilation, ReSeDA experiment, Sensitivity Analysis

# **Développement et application du modèle SiSPAT-RS à l'échelle de la parcelle agricole dans le cadre de l'expérience Alpilles ReSeDA**

## Résumé

Le fonctionnement de la végétation peut être étudié à l'aide de l'utilisation combinée de modèles numériques et de données de télédétection. Les premiers décrivent les principaux Transferts d'énergie et de masse qui interagissent à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère (modèles TSVA). La télédétection fournit quant à elle certaines caractéristiques des couverts végétaux qui sont utiles au fonctionnement des modèles TSVA. L'objectif de ce travail est de déterminer l'apport de la télédétection multispectrale pour le fonctionnement d'un modèle TSVA. Il est basé sur le couplage du modèle TSVA SiSPAT avec deux modèles de transfert radiatif fonctionnant respectivement dans le visible-infrarouge et l'infrarouge thermique. La nouvelle version développée (SiSPAT-RS) est ainsi capable de simuler les principaux processus de surface et plusieurs variables de télédétection. Elle a été utilisée sur la base données acquises lors de la campagne expérimentale Alpilles-ReSeDA, plus particulièrement sur deux parcelles agricoles de blé. Dans un premier temps, une analyse de sensibilité a été mise en œuvre sur les 60 paramètres et variables d'initialisation du modèle couplé. Elle a reposé sur un échantillonnage de type Monte Carlo et une analyse multicritère par rangement de Pareto. Les résultats ont permis de déterminer les paramètres les plus influents sur la simulation simultanée de plusieurs variables d'état du modèle et les conditions dans lesquelles ils interviennent, et de réduire de manière efficace les gammes d'incertitude des paramètres sensibles. Dans un second temps, l'étalonnage du modèle a été réalisé sous différents contextes d'étude, liés notamment à la connaissance expérimentale des propriétés du sol et de diverses variables de surface. Ceci a finalement permis de valider le modèle et de quantifier, dans un contexte d'assimilation de données de télédétection, l'erreur du modèle liée à l'incertitude des paramètres.